ГИДРОГЕОЛОГИЯ АЗИИ

37 20024

551
Г46

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН
(НИЛЗарубежгеология)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ АЗИИ

Под общей редакцией *Н. А. Маринова*

ТЕХНИЧЕСКАЯ
2
29386

МОСКВА «НЕДРА» 1974

УДК 551.49(5)

Гидрогеология Азии. Под ред. Н. А. Маринова. М., «Недра», 1974, 576 с. с ил.

Книга представляет собой первую сводку огромного фактического материала по подземным водам Азиатского материка — самого крупного на земном шаре. Описание подземных вод дано по артезианским бассейнам и гидрогеологическим районам, совокупность которых, отнесенных к морским и океанским бассейнам стока, составляет гидрогеологические области. Наряду с материковыми гидрогеологическими районами выделены и охарактеризованы, в соответствии с имеющимся материалом, субмаринные артезианские бассейны, обрамляющие с севера, востока и юга Азиатский континент. Так как по Азиатской части СССР имеется большое количество описаний подземных вод по отдельным крупным регионам, в настоящей работе наибольшее внимание уделяется описанию подземных вод зарубежных территорий Азии. Однако вследствие слабой и неравномерной изученности последних это описание является неодинаковым.

Рассматриваются и теоретические проблемы гидрогеологии Азии — формирование химического состава подземных вод, закономерности распространения и формирования пресных, минеральных и термальных подземных вод. Выявлены особенности и охарактеризованы условия формирования подземных вод в разрывных дислокациях, широко развитых на площади материка.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов геологического профиля и смежных с геологией наук, а также может быть использована в качестве учебного пособия студентами высших учебных заведений при чтении курса региональной гидрогеологии. Таблиц 71, иллюстраций 76, список литературы — 750 названий.

Г $\frac{20806-286}{043(01)-74}$ 45—74

© Издательство «Недра», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вода играет первостепенную роль в жизни народов и экономике всех стран мира. В дальнейшем в связи с перспективой резкого увеличения народонаселения, быстрого развития промышленности и сельского хозяйства значение ее возрастет еще больше. Это обстоятельство привело к тому, что уже в настоящее время отдельные ученые и руководители некоторых государств высказывают предположение, что в ближайшие два-три десятилетия в ряде районов земного шара наступит водное голодание.

В связи с этим во многих странах мира, особенно находящихся в аридной и полуаридной зонах, характеризующихся отрицательным водным балансом, значительно расширились работы, направленные на выявление новых водных ресурсов, в том числе и ресурсов пресных подземных вод. С 1964 г. по инициативе ЮНЕСКО проводится Международное гидрологическое десятилетие (МГД), задачей которого является «...ускорение изучения ресурсов природных вод и их режима с целью их рационального использования в интересах человечества» (Лебедев, 1966, стр. 109). В этом десятилетии принимают участие все государства — члены ЮНЕСКО, в том числе и Советский Союз, а также другие страны, пожелавшие в нем участвовать.

В большом объеме гидрогеологические работы, целью которых является в первую очередь изыскание дополнительных ресурсов пресных подземных вод, осуществляются и во многих странах, расположенных на территории Зарубежной Азии. Но результаты этих исследований до сих пор были рассредоточены в огромном числе литературных источников, что, естественно, не давало возможности составить общее представление о закономерностях распространения на этой площади различных типов подземных вод, формирования их химического состава, ресурсах, условиях существующего водоснабжения.

С целью восполнения этого пробела перед научными сотрудниками отдела гидрогеологии и инженерной геологии НИЛЗарубежгеологии была поставлена задача обобщить все эти материалы. Однако уже в процессе составления сводки было признано целесообразным не ограничиваться территорией Зарубежной Азии, а расширить границы обобщения материалов до всего Азиатского материка и привлечь для этого помимо научных работников НИЛЗарубежгеологии, занимавшихся этой проблемой, специалистов и ученых, хорошо знающих гидрогеологию отдельных регионов азиатской части СССР.

Основная трудность при составлении работы заключалась в чрезвычайно неравномерной изученности подземных вод отдельных частей материка, в полном отсутствии каких-либо сведений о них по некоторым районам, а также в весьма неодинаковом качестве материалов, особенно по странам Зарубежной Азии. Все это заставило авторов при характеристике подземных вод по указанным площадям широко использовать методы аналогий и прогноза и освещать различные аспекты весьма сложной проблемы формирования и распределения этих вод больше с качественной стороны, чем с количественной.

Книга представляет собой первую сводку по подземным водам для всего материка, самого крупного на земном шаре. Учитывая наличие капитальных сочинений по гидрогеологии всех районов азиатской части СССР, характеристика подземных вод ее дается кратко, местами обобщенно, но по некоторым районам с учетом нового материала, появившегося после выхода в свет указанных сочинений. Основное внимание уделено описанию подземных вод Зарубежной Азии, по которой авторы стремились возможно полнее использовать имевшийся материал.

Рассмотренные в монографии вопросы и проблемы гидрогеологии Азии, несомненно, имеют научное и практическое значение. Выявленные закономерности распространения и формирования подземных вод будут способствовать лучшему использованию их в интересах человечества, развитию экономики и науки в странах Азиатского материка. Однако, как и всякая крупная сводка, настоящая книга, конечно, не лишена определенных недостатков, обусловленных неравномерной и слабой изученностью подземных вод континента, недостаточной разработанностью отдельных теоретических проблем гидрогеологии и субъективными взглядами авторов на некоторые из них.

В составлении монографии принимали участие научные работники НИЛ-Зарубежгеологии, Ленинградского гидрометеорологического института, Иркутского института земной коры СО АН СССР, Хабаровского комплексного научно-исследовательского института Дальневосточного научного центра АН СССР, Иркутского государственного университета, специалисты ряда территориальных геологических управлений и экспедиций Министерства геологии РСФСР и Министерства геологии СССР.

Авторы благодарят В. Н. Брюханова и Ю. Я. Кузнецова за помощь, оказанную при работе над книгой, а также докторов геолого-минералогических наук Ф. А. Макаренко, А. А. Смирнова и А. В. Щербакова за ряд ценных замечаний.

ГЛАВА I

ПРИНЦИПЫ И СХЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Гидрогеологическое районирование как метод научного обобщения материалов о подземных водах за последние годы получило широкое распространение. Оно производится с целью выделения в пределах крупных территорий Земли районов, характеризующихся свойственными только им закономерностями формирования и распространения подземных вод, или важных для решения каких-либо практических задач, связанных с использованием этих вод.

В Советском Союзе гидрогеологическому районированию посвящена большая литература и предложено значительное количество методических приемов его выполнения. Что касается стран Зарубежной Азии, то там подобных исследований еще мало. Не останавливаясь на их разборе, сделанном в самое последнее время Н. А. Мариновым (1971), рассмотрим лишь принципы и схемы гидрогеологического районирования, принятые в настоящей работе.

Под гидрогеологическим районом нами понимается участок поверхности и недр земли, в составе которого имеется одна или несколько артезианских структур, включающих области питания, накопления и разгрузки подземных вод, и характеризующихся в верхних гидродинамических зонах, а иногда и в зоне затрудненного режима общей направленностью подземного и поверхностного стока.

Выделяемые по комплексу этих признаков гидрогеологические районы объединяются в гидрогеологические области, характеризующиеся также единством подземного и поверхностного стока. На площади Азиатского материка имеется пять гидрогеологических областей, относящихся к бассейнам стока Северного Ледовитого океана, Черного и Средиземного морей, Индийского и Тихого океанов, а также внутриматерикового стока.

В пределах районов первого порядка обычно наблюдается не один, а несколько артезианских бассейнов, которые по тем же признакам выделяются в качестве районов второго порядка.

Поверхность кристаллического фундамента артезианских бассейнов, как показали геофизические исследования и бурение глубоких скважин, часто сложная, характеризуется наличием различных по генезису и глубине впадин и выступов, которые иногда высоко поднимаются над равнинной или слабо всхолмленной поверхностью внутренних областей питания и накопления подземных вод. Эти впадины и поднятия разделяют крупные бассейны на более мелкие, которые могут рассматриваться в качестве гидрогеологических районов (бассейнов) третьего или более высоких порядков. В платформенных структурах эти районы (бассейны) обычно имеют достаточно большие размеры и хорошо отражаются на мелкомасштабных картах, в то время как в межгорных артезианских бассейнах они отличаются значительно меньшей величиной, но струк-

тура их в ряде случаев является более сложной по сравнению с платформенными бассейнами. Такое строение артезианских бассейнов обусловливает в пределах их развития весьма мозаичную картину пространственного распределения подземных вод по особенностям химического и газового состава, температуре и другим свойствам.

При выделении структур третьего или четвертого порядков в платформенных бассейнах показываются глубоко погруженные части артезианских бассейнов, сложенные обычно древними толщами и характеризующиеся застойным режимом подземных вод, а также наложенные на них структуры, выполненные более молодыми отложениями. В верхней части последних обычно имеется зона пресных вод, мощность которой иногда достигает значительной величины. Как видно, эти принципы гидрогеологического районирования предполагают необходимость учета особенностей тектонического строения районируемых территорий, устройства рельефа и закономерностей развития в их пределах гидрографической сети, пространственное размещение которой часто совпадает со структурным планом этих территорий. Перечисленные факторы вместе с особенностями состава водовмещающих пород бассейнов оказывают решающее влияние на формирование подземных вод и определяют границы районов. При таком подходе к гидрогеологическому районированию совершенно ясно, что границы между районами первого порядка должны проходить по гидрогеологическим водоразделам, которые, как правило, совпадают с гидрологическими водоразделами.

Таким образом, как для платформенных, так и для горно-складчатых областей в основном выдерживается единый принцип гидрогеологического районирования, который особенно широко использован при районировании геосинклинальных горно-складчатых областей или платформенных областей, подвергшихся тектонической активизации. В платформенных областях, в которых процессы тектонической активизации не проявлены, применение этого принципа районирования иногда затруднительно. В подобных случаях ведущим фактором районирования остается тектонический. В частности, из-за отсутствия подземных водоразделов по этому признаку проведена граница между Западно- и Восточно-Сибирскими гидрогеологическими районами (по Енисейскому глубинному разлому) и между Северо-Прикаспийским и Туранским районами.

Для более четкого выявления структуры гидрогеологических районов и Азиатского материка в целом, а также определения роли различных частей бассейнов в пополнении запасов подземных вод на карте гидрогеологического районирования внутренние области питания и накопления подземных вод их отделены от внешних областей питания.

Н. И. Толстихин (1967) обратил внимание на то, что артезианские бассейны земного шара находятся на различных этапах развития. Подавляющее большинство их расположено выше уровня морей и океанов, но некоторые бассейны или их части покрыты водами этих водоемов и характеризуются совершенно иными условиями формирования подземных вод. За последние годы в изучении особенностей геологического строения морей и океанов, химического состава морских и океанских вод, а также вод донных осадков достигнуты значительные успехи. В связи со сказанным для более полной характеристики этих бассейнов и выявления закономерностей формирования подземных вод в них при гидрогеологическом районировании территории Азии упомянутые структуры, находящиеся на незавершенной стадии гидрогеологического развития, также получили отражение.

Схема гидрогеологического районирования Азиатского материка, выполненная в соответствии с изложенными принципами, приведена на рис. 1.

При районировании использованы ранее составленные схемы гидрогеологического районирования по различным частям его, тектоническая карта Евразии («Тектоника Евразии», 1966) и ряд других геологических и гидрогеологических материалов. При этом авторы стремились сохранить за ранее выделенными районами и артезианскими бассейнами их прежние названия, а новые называть преимущественно по рекам, озерам и морям, в бассейнах которых они находятся, или по впадинам и другим тектоническим структурам, к которым они приурочены и за которыми закреплены определенные названия.

ГЛАВА II

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ, РАЙОНОВ, АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Введение

Подземная вода на территории Азии распространена повсеместно и приурочена к различным по составу, генезису и возрасту горным породам. Она известна здесь во всех трех физических состояниях: парообразном, твердом и жидком.

Парообразная вода насыщает зону аэрации материка. Там, где отсутствует криолитозона, ниже располагается жидкая фаза подземных вод. В области развития многолетнемерзлых пород под зоной аэрации находится зона распространения твердой фазы подземных вод, а ниже последней — их жидкая фаза. Твердая фаза подземных вод занимает огромную площадь восточной части Азии, где формирование ее связано с отрицательным тепловым балансом. Еще шире распространена жидкая фаза подземных вод. Если не считать редко встречающихся участков, лишенных этих вод, размеры которых несоизмеримы с размерами площадей развития жидкой фазы подземных вод, то можно заключить, что последняя распространена на площади материка практически повсеместно. Кроме того, она широко развита в его шельфовой зоне. В совокупности все эти типы физического состояния воды образуют верхнюю часть подземной гидросферы.

В настоящей работе парообразная и твердая фазы подземных вод не рассматриваются.

Наиболее полные сведения о жидкой фазе подземных вод, как отмечалось, имеются по азиатской части СССР, а также по территориям Монголии, Вьетнама, Ирака, Сирии, Японии и ряда других стран, по которым уже составлены или составляются гидрогеологические карты разного назначения и масштаба, либо имеются сводные описания подземных вод для всей их площади или отдельных частей, опубликовано значительное число работ, освещающих различные аспекты проблемы формирования и закономерностей распространения подземных вод, их использования и т. д. Однако по многим странам Зарубежной Азии (Непал, Камбоджа, Лаос, Южный Вьетнам, Южная Корея, большая часть Южного Китая, Восточный Иран и др.) сведения о подземных водах весьма ограниченны или отсутствуют. Это и определило полноту их описания— для одних районов достаточно подробное, основанное на фактическом материале, для других — схематичное с широким использованием прогноза. Описание приводится по гидрогеологическим областям, а внутри последних — по гидрогеологическим районам и артезианским бассейнам, показанным на рис. 1.

А. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ БАССЕЙНА СТОКА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Гидрогеологическая область бассейна стока Северного Ледовитого океана включает Западно-Сибирский, Восточно-Сибирский, Яно-Колымский, Чаун-Чукотский и Селенгино-Байкальский гидрогеологические районы (см. рис. 1).

I. ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В пределах этого гидрогеологического района располагается одноименный артезианский бассейн, а также Зайсанский и Кузнецкий бассейны.

1. Западно-Сибирский артезианский бассейн

На западе бассейн обрамляется Уральскими горами, а на юге — Северо-Казахстанским мелкосопочником и северо-западными отрогами Алтая.

Уральский хребет — герцинское складчатое сооружение. Он состоит из ряда более мелких хребтов, представляющих собой обычно антиклинальные поднятия, и разделяющих их межгорных впадин — синклиналей. Помимо меридиональных широко распространены на Урале поперечные впадины, сформировавшиеся на участках ундуляции шарниров основных складчатых структур.

Ядра антиклинальных структур Центрально-Уральского поднятия, с запада и востока ограниченного глубинными разломами, сложены метаморфическими образованиями протерозоя и нижнего палеозоя и значительно меньше телами гранитоидов.

Водовмещающие породы представлены главным образом сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками, конгломератами. Вода формируется в верхней трещиноватой зоне их, а также в зонах разломов и в большинстве случаев имеет свободную поверхность. Водопоспость пород крайне неравномерная и в целом невысокая. Как отмечает Н. Д. Буданов (1964), родники выступают на поверхность преимущественно в основании осыпей, получая питание за счет конденсации влаги из воздуха. Дебиты варьируют от тысячных долей до 5 л/с, зимой родники перестают функционировать. Зоны тектонических нарушений и маломощные прослои известняков, встречающиеся в разрезе протерозоя и нижнего палеозоя, питают родники с дебитами 5—20, редко до 70 л/с; дебиты скважин, каптирующих воды этих пород, достигают 25 л/с. По окраинам Таратанско-Ямантауского и Каратауского антиклинориев из закарстованных известняков выходят родники с дебитами 600—3600 л/с.

Центральные части синклинорных структур сложены карбонатными породами нижнего палеозоя, а крылья — терригенными образованиями. Известняки сильно закарстованы. На междуречных пространствах карст развивается до глубины 100 м, в речных долинах — до 200 м. Разгружаются подземные воды, скапливающиеся в известняках, на контактах с незакарстованными породами. Максимальные дебиты родников 200—550 л/с, средние 15 л/с, обычно же не превышают 5 л/с. Дебиты скважин, пройденных в песчаниках, алевролитах, сланцах, туфах и кварцевых порфирах, не более 0,1 л/с; дебиты родников, питающихся водами этих пород, 0,1—0,5 л/с.

Минерализация воды в водораздельной части Северного и Среднего Урала 0,03—0,1 г/л, в межгорных долинах 0,3—0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый *. На Южном Урале в той же зоне минерализация воды

* Здесь и далее содержания ионов читаются от больших к меньшим.

повышается до 0,8 г/л, а в самых южных районах — до 1 г/л, значительно увеличивается содержание сульфат-иона.

Восточнее Центрально-Уральского поднятия располагается крупный Тагильско-Магнитогорский синклинальный прогиб. Он сложен осадочными и вулканогенными толщами силура — нижнего карбона, прорванными ультраосновными и кислыми интрузиями. Еще восточнее находится Восточно-Уральское поднятие, состоящее из чередующихся антиклинальных и синклинальных структур, осложненных такими же структурами более высокого порядка и разломами, контролируемыми интрузивными телами и зонами рассланцевания. В строении его помимо широко развитых кислых интрузий, приуроченных к ядрам антиклинальных структур, участвуют осадочно-вулканогенные и метаморфические толщи кембрия — нижнего карбона. Интрузии перидотитов, габбро, диоритов связаны обычно с синклинальными структурами.

Восточно-Уральский прогиб — последняя структура западной части внешней области питания Западно-Сибирского бассейна, восточнее которого располагается уже внутренняя область питания и накопления подземных вод его. Прогиб с обеих сторон обрамлен разломами, к которым местами приурочены небольшие тела гранитов, серпентинитов, габбро, гнейсо-гранитов. Осадочные породы примерно те же, что и в Тагильско-Магнитогорском прогибе, но при несколько большем развитии нижнекарбоновых отложений.

В порах и трещинах пород Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов и Восточно-Уральского поднятия, как отмечает Н. Д. Буданов (1964 г.), сформировался единый горизонт грунтовых вод, зеркало которого в сглаженной форме повторяет современный рельеф. На водораздельных участках вода залегает на глубине 15—20 м, в долинах — на меньшей. Водоносность пород невысокая, дебиты скважин изредка превышают 1 л/с, часто меньше.

Наиболее водоносны на восточном склоне Урала, как и в Центральном поднятии его, известняки. Дебиты скважин 60—80 л/с, однако они устойчивы лишь, если обеспечиваются поступлением того же количества воды, которое забирается при откачках. Если подобного соответствия нет, при поддержании постоянного притока воды к скважинам происходит постепенная сработка ее уровня. Высокой водоносностью отличаются известняки в сильно закарстованных зонах, гидравлически связанных с речной сетью. Примером является Северо-Уральское бокситовое месторождение, среднегодовой водоприток в шахты которого колеблется от 9 до 10 тыс. м^3/ч, причем 60—70% этого притока составляют речные воды. Аналогичные явления наблюдаются на Богословском буроугольном и Южно-Уральском бокситовом месторождениях.

Из зон разломов наиболее водоносны те, которые образовались в новейший этап тектонических движений. К подобным нарушениям относится зона разломов, проходящая в палеозойских порфиритах по границе восточного склона Урала с Западно-Сибирской низменностью, описанная Н. Д. Будановым (1964 г.) и прослеженная более чем на 150 км. Приток воды из этой зоны в шахту Северо-Уральского марганцевого месторождения, вначале составлявший 8 тыс. м^3/ч, в течение первых полутора месяцев водоотлива понизился до 625 м^3/ч, а далее в процессе эксплуатации месторождения — до 454—293 м^3/ч.

Сланцы слабоводоносны. Притоки воды в шахты медноколчеданных месторождений глубиной от 138 м (Карпушиха) до 420 м (Ново-Лёвинская) изменяются от 21 до 55, редко до 100 м^3/ч (III Интернационал).

Среди интрузивных образований выделяются интрузии перидотитовой и габбровой формаций среднего палеозоя и более поздние гранитоидные интрузии.

Водоносность перидотитовых массивов чрезвычайно неравномерная. Центральные части их практически безводны или очень слабоводоносны. Наиболее водоносны их краевые части, обычно сопровождающиеся зонами разломов. Дебиты скважин достигают 10—30 л/с. Водоносность этих массивов повышается в случае пересечения их жилами и дайками. Притоки воды к скважинам на подобных участках составляют 2—19,2 л/с при понижениях уровней воды соответственно на 12,4 и 6,8 м.

Среди гранитоидных интрузий преимущественно позднепалеозойского возраста выделяются две группы. Наиболее ранняя включает плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, габброиды. Дебиты скважин на участках, не затронутых разрывными дислокациями, 0,1—3 л/с, в зонах разломов они увеличиваются до 5—10 л/с, реже более. Притоки воды в шахты при глубине последних до 240 м варьируют от 1 до 85, иногда до 137 м³/ч. Водопритоки возрастают лишь до глубины 100 м, далее остаются практически постоянными. Молодую группу интрузий составляют нормальные биотитовые граниты. В незначительном количестве вода в них встречается лишь в маломощной коре выветривания.

Высокой водоносностью отличаются кварцевые жилы и дайки гранит-порфиров, рассекающие осадочно-вулканогенные и метаморфические породы палеозоя. Как отмечает Н. Д. Буданов (1964 г.), эти породы являются основными коллекторами подземных вод на площади Березовского жильного поля. Длительная эксплуатация месторождения привела к снижению уровня воды в пределах поля свыше чем на 260 м. Среднегодовой приток воды в горные выработки за последние 15 лет составил 1228 м³/ч.

В гольцовой зоне восточного склона Урала минерализация воды достигает 0,08 г/л, т. е. несколько выше, чем в аналогичной зоне Центрально-Уральского поднятия. Состав гидрокарбонатный кальциевый или натриевый. В массивах перидотитовой и габбровой формаций преобладают гидрокарбонатные магниевые воды. В межгорных долинах и выровненных районах Приполярного, Северного и Среднего Урала минерализация воды изменяется от 0,1 до 0,35 г/л. Еще выше минерализация на Южном Урале (0,4—1 г/л, а в отдельных котловинах до 4 г/л). Пресные воды имеют гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый и натриево-кальциевый состав, солоноватые — хлоридный натриевый и хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

Из изложенного видно, что на восточном склоне Урала существует как широтная зональность, так и вертикальная поясность в изменении состава и минерализации воды. Наряду с этим существует и вертикальная зональность. В частности, она установлена по скважинам в гранитах, пройденным под Челябинском, где на глубине несколько десятков метров вскрыта гидрокарбонатно-сульфатная натриево-кальциевая вода с минерализацией около 0,9 г/л. Высокоминерализованная хлоридно-гидрокарбонатная натриевая вода с нефтью встречена другой, более глубокой, скважиной, пройденной в зоне Челябинских грабенов и, несомненно, указывающей на наличие затрудненных условий водообмена в глубоких горизонтах Уральского хребта.

Южная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна, как уже отмечалось, обрамлена Северо-Казахстанским мелкосопочником и северо-западными отрогами Алтая. Площадь развития первого принадлежит к области каледонской складчатости, а Алтайская горная система — к герцинидам. В обеих складчатых областях широко распространены разновозрастные гранитоиды — главным образом граниты, гранодиориты, гранит-порфиры.

Водовмещающие породы докембрия каледонской складчатой области представлены кварцитами, сланцами, песчаниками, известняками, мраморами, гнейсами, амфиболитами, порфиритами. Мощность зоны экзогенной трещиноватости достигает 30 м, местами 70 м; разломы в перечисленных породах прослеживаются на глубину несколько сот метров. Водоносность пород невысокая. Дебиты родников 0,03—5 л/с, скважин 0,01—0,8 л/с при понижении уровней на 1,8—8,2 м. Вода вскрывается на глубине 2—29 м. Она преимущественно пресная и слабосолоноватая, гидрокарбонатная и хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, иногда гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая.

Водоносны породы нижнепалеозойского (кембрия — ордовика) комплекса — песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы, кварциты, известняки, мраморы, порфириты и их туфы. Мощность трещиноватой зоны в этих породах в среднем не превышает 50 м, на участках зон тектонических нарушений она увеличивается до 100—150 м; в известняках кроме трещин наблюдаются проявления карста. В зависимости от рельефа местности и распределения трещин вода вскрывается на глубине от 5 до 35 м, в долинах, где из этих пород иногда выходят родники, она находится совсем близко от поверхности. Вода свободная и напорная, однако напоры, как правило, невысокие. Дебиты водопунктов от сотых долей до 1 л/с; некоторые скважины, вскрывшие воду в кварцитах, дают притоки до 15,4 л/с при понижении уровня до 5 м. Наиболее водоносны породы в зонах тектонических нарушений. По составу воды довольно разнообразны: пресные гидрокарбонатные натриево-магниевые, солоноватые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и соленые (с минерализацией до 50 г/л) хлоридные магниевые.

В разрезе среднепалеозойских отложений, широко распространенных в Алтайской горной системе, водоносны силурийские, девонские и нижнекарбоновые образования. Водовмещающие породы силура представлены песчаниками, алевролитами, сланцами, конгломератами, основными эффузивами; нижнего и среднего девона — главным образом альбитофирами, ортофирами, порфирами и их туфами с редкими горизонтами туфопесчаников. В зоне выветривания пород мощностью 60—120 м воды грунтовые и напорные. Глубина залегания воды от 0,5 м в понижениях рельефа до 100 м на возвышенных участках. Высота напора местами достигает 60 м и более. Удельные дебиты скважин от сотых долей до 3,5 л/с, дебиты родников 0,2—4,5 л/с, иногда до 10 и даже 50 л/с. Наиболее водоносны среднедевонские порфириты хр. Чингиз и известняки, а также зоны разрывных дислокаций. Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже слабосолоноватые сульфатные натриево-кальциевые.

Породы верхнего девона — нижнего карбона (турне) на площади Северо-Казахстанского мелкосопочника часто образуют брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры. Водоносны главным образом известняки, реже мергели, песчаники и еще реже сланцы и аргиллиты. Известняки местами окремнелые, пористые, часто закарстованные, в зонах разрывных нарушений раздробленные до глубины 150—200 м. В антиклинальных структурах и на крыльях синклинальных структур воды свободные, в центральных частях мульд напорные. Глубина залегания воды находится в пределах 50 м, на отдельных участках увеличивается до 100—140 м («Гидрогеология СССР», т. XXXIII, 1966). Водоносность пород пестрая. Наиболее водоносны известняки, но и в них наблюдается чрезвычайно большой разброс дебитов скважин. Например, дебиты скважин, пройденных в Экибастузской мульде, меняются от 0,015 до 10 л/с при понижениях уровней на 0,5—34 м. Наибольшая водоносность уста-

новлена для положительных форм рельефа, образованных антиклинальными и брахиантиклинальными структурами. С глубиной водоносность известняков уменьшается, и уже на глубине 250—300 м они практически безводны.

Минерализация воды пестрая, но преобладают пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-натриевые и натриево-кальциевые воды. Солоноватые и соленые воды распространены главным образом в центральных частях мульд.

В Калбинском хребте Алтайской складчатой системы водовмещающие породы комплекса представлены сланцами с прослоями песчаников и известняков. Породы питают родники с дебитами не более 0,5 л/с, удельные дебиты скважин 0,1—3 л/с, в среднем около 0,5 л/с. Дебиты родников, находящихся в зонах разломов, до 6—7,5 л/с, единичных до 24 л/с; удельные дебиты скважин увеличиваются до 3,6 л/с. Минерализация воды 0,3—0,9 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Водовмещающие породы верхнепалеозойского комплекса представлены песчаниками, сланцами, аргиллитами, алевролитами, известняками, мергелями, реже порфиритами, кислыми эффузивами, их туфами, конгломератами и углями. Подземные воды формируются в зоне эффективной трещиноватости этих пород, простирающейся на глубину 30—80 м, на участках разрывных дислокаций до 150—200 м и более. Воды свободные и местами напорные. Глубина залегания их колеблется от 1—1,5 м в понижениях до 50 м на более высоких элементах рельефа. Водоносность пород пестрая. Дебиты водопунктов изменяются от сотых долей до 20 л/с. Высоководоносны известняки и порфириты, развитые в Калбинском хребте, а также все породы в зонах разрывных дислокаций. Минерализация воды пестрая, увеличивающаяся с глубиной.

В гранитоидных породах описываемой части внешней области питания бассейна вода накапливается в зонах экзогенной трещиноватости и разрывных нарушений, продолжающихся на глубину 50—60 и 100—150 м соответственно. Вода преимущественно грунтовая, изредка слабонапорная, вскрывается на глубине от первых метров до 80, редко до 100 м. Из водоносных горизонтов в долинах рек и других понижениях рельефа выходят родники с дебитами 0,01—3, иногда до 10 л/с. Примерно такие же дебиты имеют и скважины. Воды в основном пресные гидрокарбонатные натриевые и кальциевые, но встречаются солоноватые и даже соленые с минерализацией до 10 г/л хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые и натриевые и хлоридные натриевые.

Мезозойские отложения имеют здесь небольшое распространение и в связи с этим заключают незначительные ресурсы подземных вод.

Важную роль в горном обрамлении бассейна играют подземные воды, формирующиеся в аллювиальных образованиях долин таких крупных рек, как Ишим, Иртыш, истоков Оби и многих других. Водовмещающие отложения представлены главным образом разнозернистыми песками, часто с большим количеством гальки, гравия, иногда валунов. В них аккумулируются огромные ресурсы грунтовых вод, обычно залегающих неглубоко от поверхности земли и образующихся за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также поступления воды со стороны обрамляющих долины гор. Воды в основном пресные. Минерализация их несколько повышена лишь на участках близкого залегания (увеличивается вследствие испарения), а также там, где долины выходят из внешней области питания и входят во внутреннюю область питания бассейна (возрастает в результате более длительного взаимодействия воды с вмещающими породами).

Во внутренней области питания Западно-Сибирского бассейна, по данным С. Г. Бейрома, В. А. Логиновой, Е. В. Михайловой, Н. И. Обидина и др. («Гидрогеология СССР», т. XVI, 1970), выделяются подземные воды фундамента и водоносные комплексы: нижней — частично верхней юры, верхней юры — баррема, апта — сеномана, турона — олигоцена и олигоцена — антропогена.

В породах фундамента воды формируются в верхней трещиноватой зоне, мощность которой определяется первыми десятками метров. Водоносность пород невысокая, дебиты скважин от сотых до десятых долей литра в секунду, редко до 1—2 л/с при весьма значительных понижениях уровней. Состав и минерализация воды аналогичны составу и минерализации воды, формирующейся в перекрывающих фундамент породах мезозоя и кайнозоя, с которыми они находятся в самой тесной гидравлической связи.

Водовмещающие породы юрского комплекса представлены преимущественно песчано-глинистыми образованиями мощностью от 500 м на западе до 1000 м на севере и востоке. Наиболее грубые осадки распространены в краевых частях внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна. Глубина залегания комплекса изменяется от 2,5 до 4 км. Воды напорные, падение пьезометрических уровней наравлено от внешней области питания, где они поднимаются выше поверхности земли, к центру бассейна и с юга на север. Водоносность пород слабая. Состав воды хлоридный натриевый и натриево-кальциевый, в восточной части гидрокарбонатный натриевый с бромом и иодом. Минерализация ее в западной части 10—25 г/л, в восточной 25—80, в северо-западной и юго-восточной 1—10 г/л. В составе газов глубоких горизонтов подземных вод присутствует главным образом метан, вблизи внешней области питания к нему добавляется азот, а на участках выхода водоносных пород на дневную поверхность (в юго-восточной части бассейна) в воде устанавливается главным образом азот. Температура воды от 90° С в верхней части разреза комплекса в центре бассейна до 150° С и более в низах его.

Водоносный комплекс верхней юры — баррема состоит из чередующихся песчаных и глинистых толщ, находящихся в разных соотношениях на обширной площади бассейна. Наибольшую мощность (до 2000 м) породы комплекса имеют в северной части его, в центральной части южной половины бассейна она уменьшается до 1000 м. Глубина залегания комплекса, составляющая 200—300 м вблизи внешней области питания, возрастает до 1800—2100 м в центральном и северном районах бассейна. Воды напорные, пьезометрический уровень на некоторых участках устанавливается ниже поверхности земли, но во многих пунктах поднимается до 50 м над устьем скважин. Дебиты последних при свободном изливе воды и мощности водоносных горизонтов до 20 м изменяются от 2 до 35 л/с, с глубиной водоносность пород уменьшается.

Минерализация воды возрастает от внешней области питания к центру и северу бассейна. Наименьшая минерализация (до 1 г/л) установлена в Чулымо-Енисейском районе. У Казахского и Уральского нагорий воды с минерализацией менее 10 г/л развиты в виде неширокой полосы лишь на отдельных участках. На остальной площади минерализация воды комплекса более высокая и в глубоких горизонтах достигает 55 г/л. Слабоминерализованные воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав; солоноватые, соленые и рассолы — хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый.

В газовом составе воды установлен главным образом метан, к которому местами добавляется азот. Температура воды в краевой части внутренней области питания 10—30° С, в центральной от 60° С в верхних горизонтах до 90° С в нижних.

В разрезе апт-сеноманского комплекса установлены часто переслаивающиеся песчаники, алевролиты, реже аргиллиты и глины максимальной мощностью около 1000 м в центральной части северных районов бассейна. Характерно преобладание песчаных толщ в восточной части бассейна и обогащение глиной в западной. Глубина залегания кровли водоносного комплекса 150—1300 м, наибольшая глубина отмечается в центральной части бассейна. Воды напорные с падением пьезометрических уровней с юга на север. Во многих пунктах пьезометры устанавливаются на несколько десятков метров выше поверхности земли. Дебиты скважин при свободном изливе воды и вскрытии полной мощности водовмещающих пород достигают нескольких десятков литров в секунду.

Минерализация воды увеличивается от внешней области питания к центральной части внутренней. На площадях, тяготеющих к горному обрамлению, за исключением Казахского нагорья, развиты гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,4—0,5 г/л. На территории, прилегающей к Казахскому нагорью, зона пресных вод отсутствует. Здесь распространены гидрокарбонатные и хлоридные натриевые воды с минерализацией 3—5 г/л. Минерализация воды в центральной части бассейна 17—21 г/л, состав хлоридный натриевый.

Состав растворенного газа метановый, в окраинной части внутренней области питания азотно-метановый и азотный. Температура воды возрастает по мере увеличения глубины залегания от 35—45° С (сеноман) до 60—75° С (ант).

Водоносный комплекс турона — нижнего олигоцена сложен довольно пестрыми по составу породами. Так, отложения турона, хотя и имеют мощность около 500—600 м, но представлены главным образом глинами с небольшими пачками песчано-алевритовых горизонтов и поэтому характеризуются слабой водоносностью, а на многих участках вообще безводны. Такими же водными свойствами обладают и нижнеолигоценовые отложения. Состав эоценовых отложений разнообразнее. В краевой части внутренней области питания они сложены песками, песчаниками, алевролитами и трещиноватыми опоками, которые по направлению к центральной части сменяются глинами, содержащими редкие и маломощные водоносные песчано-алевролитовые прослои. Мощность отложений от нескольких до 80 м, глубина залегания кровли не превышает 100 м, чаще меньше. Высокую водоносность породы обнаруживают в предгорьях Уральского хребта и в долинах рек, где удельные дебиты скважин местами достигают 3—5 л/с. Воды напорные, распределение пьезометров их зависит от особенностей рельефа и в общем направлено от горного обрамления Урала к долинам рек. На водоразделах последних и на участках примыкания отложений к выступам фундамента бассейна, выходящим на поверхность, формируются гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л. Там, где эти отложения перекрываются чеганскими глинами (левобережье рек Тобола и Убогана и восточнее), минерализация воды возрастает до 3—10 г/л, состав ее становится сульфатно-хлоридным натриевым. Пресные воды в отложениях эоцена встречены еще вдоль северных склонов Алтая, Салаира, в Чулымо-Енисейской впадине и северо-западнее Томского выступа фундамента.

Широко распространены в осадочном чехле бассейна водоносные отложения верхнего олигоцена. Мощность их в бассейне Тобола около 140 м, в северной и западной частях Кулундинской степи она возрастает до 220—250 м, а в Ишим-Иртышском междуречье уменьшается до 150—180 м.

Водовмещающие породы представлены песками, алевролитами, лигнитами и гравийно-галечниковыми образованиями, залегающими среди глин. Водо-

упорным основанием комплекса служат чеганские глины нижнего олигоцена, а там, где последние отсутствуют, — более древние породы, вплоть до палеозойских.

Среди подземных вод верхнего олигоцена установлены грунтовые и напорные. Величина напора местами достигает значительных величин, в некоторых пунктах пьезометрические уровни поднимаются выше поверхности земли и наблюдается свободный излив воды из скважин. Глубина залегания воды 1—140 м.

Водоносность пород пестрая. Удельные дебиты скважин в бассейне Тобола от тысячных долей до 1 л/с, иногда больше; в долинах Оби и Иртыша до 5 л/с: в Средне-Енисейском бассейне не выше 1—1,2 л/с; в Обь-Чумышском междуречье 0,5—15 л/с; в центральной части Кулундинской степи 0,03—0,2 л/с; в песках Ишим-Иртышского междуречья от десятых долей до 4—4,5 л/с.

Пресные воды в описываемых отложениях распространены главным образом на участках выхода их на поверхность; состав их здесь гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый. На площади, расположенной южнее 55° с. ш., развиты преимущественно хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 3—10 г/л, причем высокоминерализованные воды характерны для более глубоко залегающих водоносных горизонтов комплекса.

Подземные воды нерасчлененных неогеновых отложений распространены в южной и юго-западной частях бассейна. Эти отложения мощностью около 100—150 м состоят главным образом из глин и песков, образующих разобщенные линзы или линзовидные прослои, местами с галькой и гравием. Глины часто содержат включения кристаллов гипса, кальцита и известково-мергелистых стяжений. Водоносность песков в целом слабая, хотя в отдельных местах, например на площади Кулундинской низменности, притоки в скважины, пройденные в этих отложениях, достигают 3—5 л/с. Воды пестрые — гидрокарбонатные кальциевые, сульфатные и хлоридные натриевые с минерализацией от менее 1 до 35 г/л и более.

Широко распространены на площади бассейна подземные воды, формирующиеся в четвертичных, главным образом аллювиальных отложениях речных долин.

Водовмещающие породы высоких террас представлены тонко-, мелко- и грубозернистыми песками, супесями, иловатыми и загипсованными суглинками. Воды свободные и напорные, пьезометрический уровень в понижениях рельефа поднимается до 5 м выше поверхности земли. Удельные дебиты скважин 0,01—5 л/с. Вода залегает на глубине 2—120 м. Минерализация 0,4—15 г/л, в отдельных пунктах, расположенных в озерных впадинах, до 50 г/л. На равнинных пространствах Тобол-Обь-Иртышского междуречья пресные воды образуют обычно мелкие линзы, залегающие на соленых водах, или приурочены к гривным участкам.

Мощность аллювиальных песчано-галечниковых образований широких пойм и первых надпойменных террас рек Оби, Иртыша, Тобола, Ишима, Енисея и их притоков 10—60 м, вода залегает на глубине 1—10 м. Дебиты колодцев и скважин 0,1—7 л/с. В северной части воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые, в зоне континентального засоления минерализация повышается до 3—10 г/л (долина р. Убоган), и воды становятся хлоридно-сульфатными или сульфатно-хлоридными натриевыми.

Как видно из приведенных данных, в пределах внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна выделяются два гидрогеологических этажа. Нижний включает подземные воды кристаллического фундамента,

юрских и нижнемеловых отложений; верхний — подземные воды неогеновых и четвертичных отложений. Между ними располагается мощная, преимущественно глинистая толща верхнего мела и палеогена со спорадически встречающимися водоносными горизонтами. Она имеет широкое региональное распространение, выклиниваясь лишь в краевых частях низменности, где подземные воды названных этажей гидравлически связаны друг с другом. Такое строение бассейна в свою очередь обусловливает ряд особенностей в пополнении ресурсов подземных вод и их разгрузке.

Подземным водам всего этого бассейна или отдельных его частей посвящен ряд исследований («Подземные воды...», 1961 г.; Маврицкий, 1962 г.; Кругликов, 1964 г. и др.). Например, Б. Ф. Маврицкий, описавший подземные воды всего бассейна, отмечает, что питание глубоких водоносных горизонтов его осуществляется за счет вод, заключенных в допалеозойских породах, обрамляющих артезианский бассейн, а также путем непосредственной инфильтрации атмосферных осадков в рыхлые отложения мезо-кайнозоя. При более подробной характеристике распределения зон современного питания этот исследователь указывает, что восточный склон Урала может рассматриваться как область питания прилегающих районов бассейна вплоть до широты р. Северной Сосьвы. Но в связи с густой сетью рек, стекающих здесь с восточного склона Урала, общее количество воды, поступающей с этого участка в бассейн, является незначительным. К северу от р. Северной Сосьвы из-за распространения там многолетнемерзлых пород значение Уральского хребта в современном питании подземных вод бассейна снижается еще более. Основные области питания глубоких водоносных горизонтов бассейна располагаются на юге и юго-востоке его. Кроме того, имеется ряд дополнительных областей питания, в пределах которых происходит непосредственное поглощение атмосферных осадков и поверхностных вод рыхлыми породами мезо-кайнозоя (Чулымская платообразная поверхность, плато Обь-Чумышского водораздела, возвышенность вдоль восточного склона Урала, Тургайское плато и др.).

Эти общие положения об условиях питания подземных вод нижнего гидрогеологического этажа бассейна нашли дальнейшее развитие в работе Г. П. Богомякова, В. А. Нудпер и А. А. Розина («Гидрогеология СССР», т. XVI, 1970). Названные исследователи также отмечают, что краевая зона бассейна является гидрогеологически раскрытой, в ней формируются пресные и солоноватые воды. Граница распространения последних с условной минерализацией до 10 г/л со стороны Чулымо-Енисейского района по подземным водам нижнего и частично верхнего (сеноман) мела изменяется от 300 до 800 км и только в отложениях юры она проходит близко к горному обрамлению. Севернее Чулымо-Енисейского района зона пресных и слабоминерализованных вод в отложениях нижнего мела — сеномана сокращается до 150—200 км, но западнее — со стороны Алтайских гор — она вновь расширяется до 400—500 км. Со стороны Казахского нагорья и восточного склона Урала ширина зоны со слабоминерализованными водами находится в пределах 100—150 км. Со стороны Тургайского прогиба поток пресных и слабосолоноватых вод имеется, но ширина его из-за нечеткости границы не установлена.

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа разгружаются в условиях напорного режима под влиянием гидростатического давления, передаваемого со стороны внешних областей питания. Как отмечают те же исследователи, главная область его разгрузки находится в северных районах, в бассейне Карского моря. Наряду с этим имеются и местные области разгрузки (зоны разломов), по которым высокоминерализованные воды нижнего этажа поднимаются

2
29386

на поверхность, питая соленые источники, и частично перетекают в вышележащие водоносные горизонты, повышая их минерализацию, температуру и газонасыщенность. Местные очаги разгрузки подземных вод нижнего гидрогеологического этажа установлены также в долинах рек Томи, Оби, Енисея.

Питание подземных вод верхнего гидрогеологического этажа осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков; потерь поверхностного стока, особенно в паводковые периоды, которые в равнинной части бассейна часто бывают достаточно продолжительными; влаги, образующейся в результате конденсации паров воды из воздуха, и, наконец, поступления подземных вод со стороны внешних областей питания. Наиболее значительным это поступление является со стороны горного обрамления южной части бассейна, в частности со стороны Горного Алтая с его обильными атмосферными осадками. С. Г. Бейром (1965) отмечает, что оно происходит по зонам разломов, закарстованным толщам, современным и древним погребенным речным долинам.

Разгружаются подземные воды верхнего гидрогеологического этажа существенно иным способом, чем нижнего — главным образом путем свободного истечения под воздействием долин таких мощных водных артерий, как Енисей, Обь, Надым, Пур, Таз и многочисленных крупных и мелких притоков их. В южной части бассейна подземные воды первого этажа разгружаются с помощью довольно густой сети озерных впадин, из которых отдельные имеют достаточно большую глубину (Чаны, Кулундинское, Селетытениз и др.) («Подземные воды...», 1961). В области развития многолетнемерзлых пород подземные воды верхнего этажа разгружаются через сквозные талики в долинах рек и озерных котловинах.

Подземные воды верхнего этажа гидравлически тесно связаны и в значительной части находятся в условиях свободного водообмена с поверхностью. Это выражается, в частности, в том, что зеркало грунтовых вод и пьезометрическая поверхность напорных вод его отражают особенности современного рельефа поверхности Западно-Сибирского артезианского бассейна («Подземные воды ...», 1961; Гармонов, Иванов, 1965).

Химический состав подземных вод в разных структурных этажах бассейна формируется в существенно отличных условиях.

В верхнем гидрогеологическом этаже химический состав грунтовых вод формируется главным образом под влиянием климата, рельефа, почвенного покрова, состава водовмещающих отложений, пород зоны аэрации и других природных факторов.

Как отмечают И. В. Гармонов и др. («Подземные воды ...», 1961) и Н. Д. Буданов (1964) в гумидной зоне Западно-Сибирского артезианского бассейна, занимающей значительную северную часть его, характеризующуюся избыточным увлажнением, интенсивным развитием процессов выщелачивания почв и горных пород, формируются ультрапресные и пресные подземные воды с минерализацией 0,03—0,5 г/л гидрокарбонатного кальциевого или натриевого состава с повышенным содержанием молекулярно-дисперсной коллоидной кремнекислоты и органических веществ. Примерно такой же состав имеют и грунтовые воды области развития многолетнемерзлых пород. По направлению на юг природные условия бассейна существенно изменяются. Климат его из гумидного постепенно становится аридным. В грунтовых водах, близко залегающих от поверхности земли, изменения климата выражаются в общем повышении их минерализации при одновременном изменении состава. Особенно значительно минерализация увеличивается на участках, лишенных стока, — в озерных котловинах и других понижениях рельефа, где она достигает 3—10, а ино-

гда и 30—50 г/л. Состав воды гидрокарбонатный натриевый, сульфатный кальциево-натриевый и хлоридный натриевый. Содовые гидрокарбонатные натриевые воды распространены главным образом в восточной части аридной зоны бассейна. Они характерны не только для грунтовых вод четвертичных отложений, но и для более глубоких подземных вод, формирующихся в отложениях неогена и олигоцена. Появление их здесь связывается с натрийсодержащими минералами, развитыми в полимиктовых песчаных образованиях указанных комплексов. Пресные подземные воды в аридной зоне бассейна имеются на участках относительно глубокого их залегания, преимущественно на междуречных пространствах.

В районах, примыкающих к внешним областям питания Северо-Казахстанского мелкосопочника и Алтайских гор, развиты преимущественно слабоминерализованные (0,5—1 г/л, редко более) подземные воды, формирование которых связано с подтоком воды со стороны этих областей.

В значительной степени внешними природными факторами определяется и формирование напорных подземных вод палеогеновых, неогеновых и частично четвертичных отложений, слагающих первый гидрогеологический этаж. В зоне избыточного увлажнения северной части бассейна в них распространены главным образом пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые подземные воды. В южной части бассейна в этих отложениях формируются воды от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого состава, распределенные по площади весьма неравномерно, что связано с различным характером засоления водовмещающих и водоупорных пород, весьма постоянным составом их и с наличием здесь нескольких областей питания и разгрузки вод.

Химический состав подземных вод нижнего структурного этажа формируется в условиях высоких температур, давлений, затрудненного водообмена с поверхностью и застойного режима. В распределении минерализации и химического состава подземных вод здесь также выявлен ряд интересных закономерностей. Одна из важнейших — постепенное увеличение их минерализации и изменение состава от внешних областей питания к центральной части внутренней области питания и с юга на север в сторону Северного Ледовитого океана. Действительно, по данным И. В. Гармонова, А. В. Иванова и др. (1965), в краевой, гидрогеологически раскрытой части бассейна в отложениях юры и мела формируются пресные и солоноватые подземные воды с минерализацией 0,4—5 г/л гидрокарбонатного кальциевого и натриевого и хлоридного натриевого состава. По мере движения на север минерализация подземных вод постепенно увеличивается и в Колпашевском Приобье в нижне-среднеюрских отложениях достигает 80 г/л. Состав воды хлоридный натриевый, реже хлоридный натриево-кальциевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый.

В высокоминерализованных подземных водах установлены иод, бром, метаборная кислота, аммиак, нафтеновые кислоты.

Как отмечает Б. М. Ставицкий («Гидрогеология СССР», т. XVI, 1970), минерализация воды в направлении от внешней области питания к центру бассейна в каждом водоносном комплексе увеличивается лишь до определенного предела, а затем уменьшается. Указанные особенности позволили выявить в центральной части бассейна область распространения подземных вод с пониженной минерализацией площадью в юрских отложениях 500 тыс. км², в апт-альб-сеноманских до 50 тыс. км², а также прямую и обратную вертикальную зональность химического состава и минерализации подземных вод.

По данным Л. М. Зорькина (1969), в воде содержатся гелий (до 0,783 см³/л) и аргон (до 1,34 см³/л). Отношение гелия к аргону в водах апт-альб-сеноманского

комплекса составляет 0,11—0,81, неокомского 0,26—1,12, юрского 0,07—1,73. На основании этих соотношений он пришел к выводу, что «возраст» пластовых вод увеличивается с ростом глубины и что во внутренних частях бассейна пластовые воды и вмещающие породы одновозрастны. Однако главными растворенными газами подземных вод нижнего гидрогеологического этажа являются азот и метан. Содержание последнего в этих водах возрастает от окраин бассейна к центру и на север от нуля до 99% (Зорькин, 1969). В этом же направлении снижается содержание азота от 100 до 0,1—2%. Содержание тяжелых углеводородов достигает 12%, причем количество их увеличивается к центру бассейна и с ростом глубины залегания подземных вод, а также в районах распространения нефтяных залежей. По составу газов от окраин к центру бассейна выделены зоны подземных вод, насыщенные азотом, азотом и метаном, метаном и азотом и метаном. Первые три зоны образуют неширокие полосы, охватывающие окраинные части бассейна; зона метановых газов распространена на большей, внутренней части бассейна. Обогащенность газов углеводородами возрастает от окраин бассейна к центру (от 0,05 до 11%, реже более). От окраин бассейна к центру и на север также возрастают количество растворенных газов (от 18 до 2400 $см^3/л$) и их упругость (от 1 до 299 ат).

Подземные воды верхнего гидрогеологического этажа, особенно ближайших к поверхности водоносных горизонтов, насыщены газами воздушного происхождения. Лишь в водоносных горизонтах, имеющих затрудненную связь с поверхностью, подземные воды содержат большое количество газов органического происхождения.

Зональность в изменении газового состава наблюдается и в подземных водах внешних областей питания, но изучена она еще слабо. По Н. Д. Буданову (1964), дуниты, слагающие гору Соловьевую на восточном склоне Урала, «...содержат в своих недрах газы, состоящие из водорода и углеводородов». Ближайшие к поверхности подземные воды этой части Урала насыщены газами воздушного происхождения.

Геотермический градиент в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна, по данным К. Ф. Богородицкого (1968), изменяется от 2—3 на восточной окраине до 4—5 и даже 6° С/100 м в его центральной и юго-западной частях. В связи с этим подземные воды бассейна, особенно глубоких горизонтов (юрского и мелового), обладают высокой температурой, закономерно повышающейся с глубиной и от периферических частей к его центру. Максимальную температуру 90—150° С имеют воды юрского водоносного комплекса. Температура воды юрско-нижнемелового комплекса в краевой части бассейна 10—30° С, а в центральной — от 60° С в верхних горизонтах до 90° С в нижних. Температура вод нижнемеловых отложений по мере увеличения глубины их залегания возрастает от 35—40 до 65—75° С. В вышележащих отложениях термальные воды отсутствуют.

В районах Омска, Тюмени, Тобольска и близлежащих населенных пунктов, а также во многих пунктах, расположенных севернее, термальные подземные воды могут быть использованы для отопления зданий, теплично-парникового хозяйства, в химической промышленности как сырье для получения некоторых микрокомпонентов.

Помимо пресных, термальных и промышленных подземных вод в Западно-Сибирском артезианском бассейне имеются радоновые и углекислые минеральные подземные воды. Радоновые воды встречены на восточном склоне Урала, преимущественно в его средней и южной частях. Углекислые воды вскрыты при разбуривании нефтеносных структур в Западно-Сибирской низменности.

Они приурочены к основанию осадочного чехла или непосредственно к породам фундамента, к разрывным нарушениям в нем, по которым из недр земли поступает углекислый газ. По данным Л. М. Зорькина (1969), содержание последнего в воде 43—96%, проявления этих вод часто сопровождаются термоаномалиями. Термальные подземные воды используются в качестве минеральных (лечебных), в частности санаториями в Тюмени, Талице и др.

Ресурсы пресных подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна весьма значительны. Например, эксплуатационные ресурсы их по уральской части внешней области питания Н. Д. Будановым (1964) оцениваются в 35 м³/с, или 0,25 л/с·км². Для области внутреннего питания и накопления подземных вод бассейна оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод дана только для ее южной части площадью около 1 млн. км². Модуль эксплуатационных ресурсов для этой площади в среднем около 1,1 л/с·км².

Естественные ресурсы подземных вод, выраженные модулями подземного стока, в пределах этой области колеблются от 0,5 до 4 л/с·км² в зоне избыточного и умеренного увлажнения до 0,1—0,5 л/с в зоне недостаточного увлажнения или аридной, охватывающей южную часть Западно-Сибирской низменности. Наименьшие значения модуля подземного стока определены для плоских слабодренируемых участков Обь-Иртышского, Иртыш-Ишимского и Ишим-Тобольского междуречных пространств. В районах, прилегающих к Северо-Казахстанскому и Алтайскому горным обрамлениям, модуль подземного стока несколько увеличивается (до 1,5 л/с·км²).

Таким образом, несмотря на значительные ресурсы пресных подземных вод в бассейне, вследствие неравномерного распределения их по площади, контролируемого главным образом особенностями климатических условий и распространением многолетнемерзлых пород, некоторые районы его (Средний и Южный Урал, аридная зона Западно-Сибирской низменности) недостаточно обеспечены этими водами.

2. Зайсанский артезианский бассейн

Бассейн находится в юго-восточной части Западно-Сибирского гидрогеологического района. На севере бассейн обрамлен восточными отрогами Калбинского хребта, Нарымским и Курчумским хребтами, горами Азутау и продолжающимися на восток от них хребтами Южного и Монгольского Алтая, на юге — хребтами Тарбагатай, Саур, Манрак и Нарын-Кара. Склоны названных хребтов и гор, обращенные в сторону расположенной между ними Зайсанской впадины, являются внешними областями питания бассейна, а сама впадина служит областью внутреннего питания и накопления подземных вод.

Главной гидрографической единицей бассейна является проточное оз. Зайсан, с востока принимающее р. Черный Иртыш, которая выходит из него с северо-западной стороны уже под названием р. Иртыш.

Внешняя область питания бассейна сложена средне- и верхнепалеозойскими осадочно-метаморфическими, эффузивными и интрузивными образованиями, среди которых местами обнажаются отложения докембрия — нижнего палеозоя. Зайсанская впадина представляет собой прогиб, заполненный меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Поверхность кристаллического фундамента впадины неровная. В ней имеется несколько ступеней с разной степенью опускания, образовавшихся по зонам разломов. Максимальное опускание отмечено в центральной части впадины, где общая мощность меловых и кайнозойских отложений достигает

1600 м. Меловые, палеогеновые и неогеновые отложения образуют пологую синклиналь, породы которой на участках, где проходят разломы, имеют более крутые углы падения.

В интрузивных породах внешней области питания водоносны граниты, гранит-порфиры и гранодиориты, вода в которых накапливается по тектоническим трещинам и трещинам коры выветривания. Они питают многочисленные родники с дебитами 0,1—30 л/с. Из водоносных докембрийских и нижнепалеозойских пород — порфиритов, песчаников, известняков, туфов, кристаллических и глинистых сланцев — выходят родники с дебитами 1,5—5 л/с. Водовмещающие породы среднего палеозоя представлены порфирами, альбитофирами, туфогенными песчаниками, туфоконгломератами, туфами, песчаниками, сланцами и известняками. Из этих пород выходят родники с дебитами 1—12 л/с. Водовмещающие отложения верхнего палеозоя состоят из гравелитов, песчаников, конгломератов, сланцев, эффузивов и их туфов. Дебиты приуроченных к ним родников 0,2—2 л/с. Мезозойские отложения (триас, нижняя юра) сохранились лишь в небольших тектонических мульдах. Они образованы конгломератами, песчаниками и песчано-глинистыми породами. Дебиты связанных с ними родников 0,75—2,3 л/с.

В четвертичных отложениях внешней области питания вода формируется в аллювиально-пролювиальных и аллювиальных образованиях речных долин. Водовмещающие породы состоят из песчано-гравийно-галечниковых и щебнистых накоплений. Вода большей частью имеет свободную поверхность, залегает на глубине 2—3 м на низких террасах и 60—80 м на высоких. Удельные дебиты скважин 1,2—2 л/с.

Во всех водоносных комплексах и горизонтах вода гидрокарбонатная кальциевая или натриевая с минерализацией 0,1—0,5 г/л.

По данным Ю. С. Лукьянчикова (1968), в верхнемеловых — нижнепалеогеновых отложениях Зайсанской впадины воды приурочены к линзам и прослоям песка, залегающим среди глин, и вскрываются на глубине от первых десятков метров в периферической части ее до 1540 м в центральной. Пьезометрические уровни часто устанавливаются до 16 м выше устьев скважин, дебиты некоторых из них при свободном изливе достигают 33 л/с. Минерализация воды от 0,5 г/л в предгорьях до 3—7,8 г/л в центральной части впадины, состав гидрокарбонатно-сульфатный и хлоридный натриевый.

Водовмещающие породы палеогена представлены алевритами и песками, переслаивающимися с глинами и образующими два водоносных горизонта мощностью 30—160 м. Вода находится на глубине 50—1377 м, дебиты скважин в среднем 2 л/с. В краевой части впадины вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-хлоридная с минерализацией до 0,5—1 г/л, глубокие воды ее центральной части имеют минерализацию до 8 г/л, состав сульфатный и сульфатно-хлоридный натриевый.

Неогеновый водоносный комплекс во впадине распространен повсеместно. В ее периферической части он залегает на глубине 43—65 м, в центральной части впадины напорная вода в неогеновых песках встречается на глубине 270—840 м. Мощность комплекса достигает 400 м. Пьезометрический уровень устанавливается выше устьев скважин на 12—16 м. Дебиты их при свободном изливе воды 0,2—17,5 л/с. В изменении минерализации воды отмечаются те же закономерности, что в меловом и палеогеновом комплексах. В периферической части впадины она составляет 0,3 г/л, а в центральной увеличивается до 1,9 г/л. Состав соответственно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

В аллювиально-пролювиальных отложениях впадины вода накапливается в разновозрастных гравийно-галечниково-валунных песках, имеющих мощность 110 м. Она находится на глубине в предгорьях 80—100 м, в центральной части впадины 1—8 м. Здесь в разрезе отложений появляются отдельные водоносные горизонты, из которых нижние являются напорными. Разгружаются подземные воды описываемых отложений в оз. Зайсан и в долины крупных рек, где наблюдаются родники с дебитами 0,1—30 л/с. Удельные дебиты скважин 0,03—7,3 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,2—0,8 г/л. Аналогичными водоносностью и качеством воды характеризуются аллювиальные отложения речных долин. Водовмещающие породы озерно-аллювиальных отложений, развитых по южному берегу оз. Зайсан, представлены тонкозернистыми песками с гравием, залегающими среди глин. Вода солоноватая, вскрывается на глубине 1,5—2,8 м; водоносность пород слабая.

Из изложенного видно, что в пределах бассейна существует и горизонтальная, и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Бассейн в целом характеризуется значительными ресурсами пресных вод. В глубоких горизонтах его, по-видимому, формируются термальные воды, температура которых на глубине 1000—1600 м не менее 25—50° С.

Восполняются ресурсы подземных вод бассейна за счет атмосферных осадков, конденсационной влаги и потерь поверхностного стока; разгрузка осуществляется через гидрографическую сеть и зоны тектонических нарушений.

3. Кузнецкий артезианский бассейн

Восточным обрамлением бассейна служат горные сооружения Кузнецкого Алатау, западным — Салаир, являющиеся внешней областью его питания. Внутренняя область питания представлена Кузнецкой впадиной. Главные речные артерии бассейна — Томь и Иня.

В геологическом строении внешней области питания участвуют протерозойские, кембрийские и ордовикские отложения, структуры которых сформировались в раннекаледонскую фазу складчатости.

Кузнецкая тектоническая впадина образовалась на месте опущенной осевой части древнего пологого свода (Воскресенский, 1962). Она выполнена кембрийскими, каменноугольными, пермскими, мезозойскими и четвертичными отложениями. Дочетвертичные породы прорваны пластовыми и секущими телами мелафиров, кислыми и основными интрузиями.

Среди интрузивных пород внешней области питания водоносны граниты, гранодиориты, габбро, диориты и сиениты, вода в которых накапливается в густой сети тектонических трещин и трещин выветривания, прослеженных на глубину 20—150 м. Водоносность пород слабая, дебиты родников 0,1—3 л/с. Наибольшая водоносность наблюдается в зонах разломов и по периферии гранитных массивов, где дебиты родников достигают 16—18 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые.

Протерозойские образования Алтая и Кузнецкого Алатау представлены известняками, кварцитами, кремнистыми и глинистыми сланцами. Удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,1 л/с. Дебиты родников, выходящих из известняков, от долей до 10 л/с, в районе Белкинского месторождения фосфоритов в Кузнецком Алатау 250—300 л/с, на Алтае до 24 л/с. Удельные дебиты скважин, вскрывших воду в известняках Кузнецкого Алатау, достигают 2—3 л/с.

Кембрийские отложения сложены известняками, мраморами, конгломератами, доломитами, реже песчаниками, алевролитами, порфиритами и диабазами, перемежающимися с песчаниками и алевролитами. Водоносные известняки Кузнецкого Алатау, Салаира и Алтая питают родники с дебитами 3—10, иногда 20—70, редко 120—250 л/с (Усинские и др.). Удельные дебиты скважин в плотных разностях известняков 0,01—0,6 л/с, в закарстованных 10—15 л/с. Другие осадочные породы кембрия менее водоносны, порфириты питают родники с дебитами до 5 л/с. В эффузивно-осадочных образованиях подземная вода с установившимся уровнем на 1—2 м выше поверхности земли вскрыта единичными скважинами. Дебиты последних при свободном изливе воды 0,2—0,8 л/с.

Дебиты родников, получающих питание из эффузивно-осадочных пород ордовика, до 10 л/с; дебиты скважин 0,08—1 л/с при понижении уровня на 2—6 м. Минерализация воды всех водоносных комплексов 0,04—0,5 г/л, в зонах тектонических нарушений до 2,5 г/л. Пресные воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, солоноватые сульфатно-хлоридные натриевые.

Г. М. Рогов и Л. А. Смолко («Геология месторождений угля», т. 7, 1969) в Кузнецкой впадине выделяют шесть водоносных комплексов (снизу вверх): кембрийско-нижнекаменноугольный, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермский, мезозойский, магматических пород и палеоген-четвертичный.

Первый водоносный комплекс мощностью более 6000—8000 м сложен конгломератами, сланцами, туфами, песчаниками, известняками. Наиболее водоносны известняки, особенно закарстованные. Удельные дебиты скважин 1—3 л/с, в отдельных случаях более 10 л/с. С глубиной водоносность пород уменьшается. Остальные породы комплекса слабоводоносны.

Водоносный комплекс карбона — нижней перми представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, каменными углями мощностью 1100—3600 м. Водоносность пород невысокая, притоки воды в действующие шахты 300—400 м³/ч, в карьеры 30—50 м³/ч.

Отложения верхнепермского комплекса мощностью 3600—4950 м состоят из песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей. Относительно высокая обводненность пород отмечается до глубины 150—400 м, особенно по долинам рек и логов, приуроченных к тектоническим разрывам, замкам складок и флексурообразных перегибов слоев. В этих структурах наиболее обводнены мощные толщи песчаников, широко распространенные у г. Кемерово. Удельные дебиты скважин в среднем 2—5 л/с, максимальные достигают 20 л/с; в скважинах, заложенных на водораздельных участках, они резко снижаются. Воды свободные и напорные, пьезометрические уровни последних устанавливаются на 0,3—15 м выше поверхности земли. Остальные породы обводнены слабо.

Мезозойский водоносный комплекс имеет мощность 1400—1900 м. Триасовые отложения его, распространенные в глубоких мульдах центральной части бассейна, сложены песчаниками, алевролитами, базальтами. Верхняя часть комплекса сдренирована местной гидрографической сетью. Родники малочисленны; дебиты их в случаях питания водами осадочных пород не превышают 0,8 л/с, а выходящих из базальтов достигают 6—10 л/с. Юрские отложения состоят из песчаников, глин, глинистых сланцев, конгломератов, бурых углей, сидеритов. Они также развиты в мульдовых структурах и характеризуются невыдержанностью состава по простиранию и падению. Породы водоносны до глубины 50—100 м, по зонам тектонических нарушений до 150—200 м. Наиболее водоносны конгломераты и песчаники. Удельные дебиты скважин превышают 2—2,5 л/с, при свободном изливе воды нередко 15—20 л/с, иногда 40—

80 л/с; дебиты родников достигают 10—15 л/с. Глинистые сланцы обводнены слабо.

Магматические породы представлены диабазами, воды в которых скапливается в зоне трещиноватости мощностью 40—50 м. Дебиты родников невысокие. Лишь в зонах дробления дебиты единичных скважин достигают 10 л/с, вода напорная.

Гидрогеологический разрез осадочного чехла бассейна заканчивается кайнозойским комплексом мощностью до 150 м, состоящим из галечников, песков, суглинков и глин. Водоносность пород пестрая. Высокими дебитами (до 10—15 л/с) отличаются скважины, заложенные в аллювиальных отложениях долин рек Томи, Кондомы, Ини, Уньги и др. Дебиты родников превышают 3 л/с. Вода залегает на глубине 0,5—5 м и широко используется для питья и технического водоснабжения.

Г. М. Рогов и Л. А. Смолко отмечают, что притоки воды в шахты зависят от состава пород, особенностей тектоники, количества осадков. В степных районах они значительно меньше, чем в затаеженных, отличающихся обильным выпадением осадков. Высокие водопритоки в шахты наблюдаются также под депрессиями рельефа с временными или постоянными водотоками, долинами рек, где они достигают 2500 м³/ч при среднем значении 800—1000 м³/ч.

Выделяются четыре типа режима подземных вод: водораздельный с амплитудой колебания уровня, не превышающей 0,5—1 м, при мощности зоны аэрации 2—2,5 м; прибрежный, определяемый подъемом воды на реках и имеющий амплитуду до 4—6 м; карстовый, характеризующийся увеличением дебитов родников весной и осенью — в периоды максимального выпадения осадков — более чем в 10 раз; искусственный, связанный с инженерной деятельностью человека, в результате которой в среднем под всеми шахтными полями на площади около 6—8 км² уровень воды снизился на 100—400 м; на значительно меньшую величину, но также снизился уровень воды в зоне расположения водозаборных сооружений.

Во внешней области питания бассейна установлена вертикальная поясность, а во внутренней области питания и накопления подземных вод — горизонтальная и вертикальная зональность в изменении их химического состава. Вертикальная поясность выражается в закономерном повышении минерализации воды от наиболее высоких частей горного обрамления бассейна к подножиям гор, которая изменяется от менее 0,1 до 2,5 г/л (в отдельных пунктах), а горизонтальная зональность — в увеличении минерализации от бортов впадины к ее центральной части. Состав воды при этом меняется от гидрокарбонатного натриевого или кальциевого до сульфатно-гидрокарбонатного смешанного по катионам.

Вертикальная зональность подземных вод выражается в увеличении ее минерализации с глубиной и в соответствующем изменении химического и газового состава. Выделяются три зоны формирования этого состава: *активного водообмена* мощностью 50—250 м, характеризующаяся развитием гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-магниевых вод с минерализацией 0,4—1,2 г/л с газами воздушного происхождения; *замедленного водообмена* мощностью 250—3000 м и более; характерны восстановительные условия формирования подземных вод; из газов присутствуют метан и сероводород; минерализация гидрокарбонатных натриевых вод 0,6 г/л, сульфатных кальциево-натриевых и хлоридно-сульфатных натриевых 11 г/л; из микрокомпонентов установлены барий, стронций, хром, свинец, цинк, иод, бром; *весьма замедленного водо-*

обмена с хлоридными натриевыми водами, имеющими минерализацию до 35 г/л и более; из газов в этих водах присутствуют углекислота, а из микрокомпонентов иод, бром, фтор, стронций, мышьяк и цинк.

По данным Э. М. Пах и Э. М. Сендерзон («Геология месторождений угля», т. 7, 1969), область с преобладанием температур менее 30° С охватывает северо-западную и юго-западную части бассейна, высокие температуры (более 35° С) характерны для юго-восточной части бассейна и связываются с прогревом пород за счет подъема и внедрения здесь магматических масс в угленосные отложения. На глубине 2500—3000 м температура повышается до 100—120° С.

На площади бассейна установлены проявления углекислых минеральных (лечебных) вод, приуроченные к зонам разломов. Они имеют минерализацию до 6 г/л и содержат углекислоту (до 9 г/л), железо (до 15 мг/л), кремнекислоту (до 80 мг/л), стронций (до 5 мг/л), мышьяк (до 2 мг/л), серебро, цинк, барий и фтор.

Питание подземных вод бассейна осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и влаги, конденсирующейся из воздуха. Разгружаются глубокие подземные воды бассейна по зонам разломов, а в зоне активного водообмена, кроме того, и с помощью речной сети.

II. ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот огромный гидрогеологический район занимает бассейн р. Лены, верхнюю часть бассейна р. Енисея и его правобережных притоков, расположенных ниже г. Красноярска (рис. 2). В пределах района выделяются Таймырский, Восточно-Сибирский, Минусинский, Тувинский, Дархатский, Тункинский, Муйский, Ципиканский, Еравнинский, Читкандинский, Верхне-Чарский и Чульманский артезианские бассейны.

1. Таймырский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена хр. Бырранга; внутренняя: на западе — низменным устьем долины р. Пясины, в центральной части— равнинным берегом Харитона Лаптева, на востоке — аллювиальной и аллювиально-морской равниной долины р. Таймыры.

В геологическом строении внешней области питания участвуют архейские и протерозойские кристаллические сланцы, синийский комплекс метаморфизованных пород, кембрийские карбонатные образования, ордовикско-силурийские известняки и сланцы, девонские известняки, каменноугольные карбонатные и терригенные породы, триасовые эффузивно-осадочные образования и разновозрастные гранитоидные интрузии.

Из коры выветривания указанных пород и в зонах разломов выходят многочисленные родники с весьма различным дебитом и непостоянным режимом, обусловленным широким развитием многолетнемерзлой зоны. Минерализация воды не превышает 0,1—0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый, имеются кремнезем и органические вещества.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод сложена, по-видимому, юрскими, меловыми и четвертичными отложениями. В первых двух комплексах вода залегает под толщей промороженных пород на глубине более 400 м, высоконапорная и, вероятно, сильноминерализованная хлоридного натриевого состава, возможно, переохлажденная. В аллювиальных отложениях долин таких рек, как Пясина, Таймыра, Ленивая, формируются грунто-



Рис. 2. Восточно-Сибирский гидрогеологический район

1—8 — границы: *1* — гидрогеологической области бассейна стока Северного Ледовитого океана, *2* — гидрогеологического района, *3* — артезианского бассейна первого порядка, *4—5* — артезианского бассейна второго порядка (*4* — проходящая по водоразделам на поверхности земли, *5* — по погребенным выступам кристаллического фундамента), *6* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна, *7* — наложенного более молодого артезианского бассейна, *8* — краевого прогиба; *9* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *10* — номер гидрогеологического района. Артезианские бассейны первого порядка: 1 — Таймырский, 2 — Восточно-Сибирский, 3 — Минусинский, 4 — Тувинский, 5 — Дархатский, 6 — Тункинский, 7 — Муйский, 8 — Ципиканский, 9 — Еравнинский, 10 — Читканцинский, 11 — Верхне-Чарский, 12 — Чульманский. Артезианские бассейны второго порядка: *а* — Пясинский, *б* — Хатангский, *в* — Тунгусский, *г* — Якутский. Наложенные более молодые артезианские бассейны: $д_1$ — Мурский, $д_2$ — Канский, $д_3$ — Рыбинский, $д_4$ — Иркутский

вые надмерзлотные воды и воды сквозных таликов под руслами рек и озерами. Надмерзлотные воды пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальцпево-натриевые. В составе подземных вод сквозных таликов наряду с пресными на отдельных участках распространены, очевидно, и высокоминерализованные, поднимающиеся из глубоких водоносных горизонтов юрских и меловых отложений. Воды, приуроченные к четвертичным отложениям боре-

альной трансгрессии, имеют меньшее практическое значение, чем воды аллювиальных образований. Водоносность этих отложений слабая, а минерализация формирующихся в них вод более высокая.

По данным Б. И. Куделина и др. («Подземный сток ...», 1966), среднемноголетний модуль подземного стока во внешней области питания бассейна составляет 2 л/с·км², а средний минимальный менее 0,5 л/с·км². В целом бассейн может быть отнесен к категории достаточно водообеспеченных.

2. Восточно-Сибирский сложный артезианский бассейн

Этот огромный артезианский бассейн включает следующие бассейны второго порядка: Пясинский, Хатангский, Тунгусский, Якутский и Ангаро-Ленский.

а. Пясинский артезианский бассейн

Пясинский, иногда называемый Прикарским (Ильина, и др., 1962), артезианский бассейн находится в западной части Таймырской низменности. Внешняя область питания на севере представлена южными склонами хр. Бырранга, на юге — северными склонами плато Путорана, на востоке Янгодо-Горбитским поднятием.

На площади бассейна широко распространены многолетнемерзлые породы, нижняя поверхность которых в северной части опускается до глубины 350—400 м, а верхняя располагается на глубине 0,5—2,5 м, кроме речных русел и озерных котловин, в которых она опускается на глубину до 10—15 м. В юго-западной части бассейна мощность многолетнемерзлых пород сокращается до 40—50 м, и они имеют здесь островной характер.

Геологическое строение внешней области питания северной части бассейна, представленной хр. Бырранга, освещено выше. Из коры выветривания слагающих ее пород выходят многочисленные родники, дающие начало относительно густой гидрографической сети бассейна. Минерализация воды, по-видимому, не превышает 0,1—0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Внешняя область питания южной части бассейна сложена покровами основных пород, их туфами и туфогенными песчаниками триаса. Вследствие обильных атмосферных осадков здесь также наблюдается большое число родников и формируется исключительно густая речная и озерная сеть. Вода слабоминерализованная гидрокарбонатная кальциево-магниево-натриевая.

Внутренняя область питания бассейна приурочена к Пясинскому прогибу, фундамент которого сложен отложениями верхнего протерозоя, а чехол — палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Подземные воды первого не изучены, а о подземных водах чехла имеются очень скудные сведения.

По данным В. И. Вожова (1971), притоки воды к скважинам из трещиноватых и закарстованных гипсоносных отложений нижнего — среднего палеозоя северной части Хантайско-Рыбинского мегавала, промороженных на глубину до 200 м, достигают 5 л/с, а из массивных слаботрещиноватых разностей тех же отложений — не превышают 0,5—1 л/с. Дебиты скважин, вскрывших напорную воду в ордовикских карбонатных отложениях южнее оз. Пясино, 0,5—26,2 л/с, пьезометрический уровень в отдельных пунктах устанавливается до 7м выше поверхности земли. Минерализация воды 0,7—2,44 г/л, состав сульфатный кальциевый и кальциево-магниевый. В силурийских отложениях напорные воды на глубине до 400 м встречены в районе Талнахского медно-никелевого месторождения, пьезометрические уровни поднимались до 7—8 м выше

устьев скважин. Дебиты 2,2—8,5 л/с при понижениях уровней на 1,63—7 м. Единичные родники, выходящие из известняков, имеют дебиты до 100 л/с. Минерализация воды на участках, примыкающих к внешней области питания бассейна, и в верхней, хорошо промытой части карбонатных пород внутренней области слабая, состав гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый, на глубине 250 м минерализация возрастает до 2,7 г/л, а состав воды становится сульфатным кальциево-магниевым.

В соленосных девонских отложениях Болгохтогской структуры на глубине 1596—1628 м вскрыты термальные (36,6° С) хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 53,8 г/л, а на глубине 220 м — те же воды, но с минерализацией 18,5 г/л. Лишь в верхней части разреза формируются сульфатно-хлоридные и сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые воды с минерализацией 1,9—3,3 г/л.

Пермо-карбоновые отложения бассейна сложены аргиллитами, алевролитами, песками, песчаниками, известняками, пластами каменного угля. Вода в них вскрывается на глубине 21—345 м, пьезометрический уровень устанавливается от 29 м ниже поверхности земли до 3,8 м над нею. Водоносность пород слабая, дебиты скважин 0,5—5 л/с при понижениях уровней 0,65—36,6 м (Валицкий, Рогинец, 1968). Вода сульфатная натриево-кальциевая и гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,26—1,78 г/л.

В вулканогенно-осадочных образованиях триаса напорная вода отмечается главным образом в зонах тектонических нарушений на глубине от нескольких десятков до 300—400 м. Пьезометрические уровни местами устанавливаются до 4,5 м выше поверхности земли. Дебиты скважин от долей до 5—10 л/с.

Подземная вода на участках, близко расположенных к внешней области питания, пресная гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная, а на более удаленных — хлоридно-гидрокарбонатная с минерализацией 2—10 г/л («Гидрогеологическое районирование ...», 1971). В. И. Вожов (1971) отмечает, что мощность зоны пресных вод в описываемых отложениях Норильско-Хараелахского плато изменяется от 150 до более чем 550 м.

Подземные воды юрских и меловых отложений бассейна не изучены. В глубоких частях их разреза по данным ближайших скважин, находящихся на площади Западно-Сибирского артезианского бассейна, распространены хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные натриевые воды с минерализацией 3—28 г/л. Пресные воды в этих отложениях могут быть встречены лишь в краевых частях бассейна. Водоносность отложений слабая.

Значительные ресурсы пресных вод скапливаются в песчано-галечниковых аллювиальных отложениях бассейна, главным образом в надмерзлотных и сквозных таликах по долинам рек и под многочисленными озерами. По данным Б. В. Валицкого и И. И. Рогинца (1968), мощность этих отложений, например в долине р. Талнах, достигает 70—80 м. Наряду со свободными в них имеются напорные воды, уровень которых в отдельных скважинах поднимается до 13,5 м выше поверхности земли, а дебиты скважин при свободном изливе воды достигают 47 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая, чаще с минерализацией 0,03—0,05 г/л, иногда до 0,1 г/л.

Как видно из приведенных данных, в пределах бассейна наблюдается и горизонтальная, и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод.

Бассейн обладает огромными ресурсами пресных вод, приуроченных преимущественно к четвертичным отложениям.

Разгрузка подземных вод бассейна в зоне активного водообмена осуществляется с помощью речной и озерной сети, глубокие горизонты разгружаются по зонам разломов и через таликовые участки в долинах рек и озер, о чем свидетельствуют повышенная минерализация и хлоридный натриевый состав воды некоторых озер и участков рек.

б. Хатангский артезианский бассейн

Этот бассейн на западе имеет общую границу с Пясинским, внешней областью питания его служат: на севере — южный склон хр. Бырранга, на юге — северный склон Анабарского массива и Оленекское поднятие. Внутренняя область питания представлена Хатангским и западным окончанием Приверхоянского прогиба, а также Оленекской мульдой.

На площади бассейна широко распространены многолетнемерзлые породы мощностью в Анабарском массиве и в бассейне р. Оленек 300—400 м, а в Хатангском прогибе до 560 м. В долинах крупных рек наблюдаются талики.

Наиболее древние образования бассейна — архейские, выходящие на поверхность в пределах Анабарского массива. Они представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и различными интрузивными породами. Здесь можно встретить подземные воды в зонах разломов и на участках повышенной трещиноватости под многолетнемерзлой зоной. Воды напорные, по-видимому, высокоминерализованные. Летом в зоне экзогенной трещиноватости пород формируется надмерзлотный водоносный горизонт с ультрапресными водами. Очевидно, все эти типы вод питают многочисленные родники, от которых берет начало довольно густая речная сеть, зарождающаяся на высших отметках массива и его склонах.

Внутреннюю область питания бассейна слагают отложения синия, палеозоя и четвертичные общей мощностью в наиболее погруженной части до 2000—3000 м. Данные о водоносности синийских отложений отсутствуют. В кембрийских отложениях вода встречена в районе кимберлитовой трубки «Удачная» на глубине 200—368 м. Ее температура до —5° С, минерализация 86—145 г/л, состав хлоридный натриевый. Кембрийские отложения, очевидно, питают многочисленные родники, приуроченные к крупному глубинному разлому, находящемуся в бассейне р. Хатанги. Минерализация воды 4,6—130 г/л, состав хлоридный натриевый и кальциево-магниевый, из микрокомпонентов установлены бром, калий, нафтеновые кислоты. По данным Е. В. Ильиной и др. (1962), водоносность карбонатных пород кембрия и ордовика в бассейне р. Оленек слабая. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный.

Невысокой водоносностью характеризуются и гипсоносные отложения девона и карбона, дебиты скважин 0,3—0,5 л/с при весьма значительных снижениях уровней. Минерализация воды в отложениях девона в интервале 1701—2437 м составляет 257—277 г/л, а в породах карбона на глубине 166—1689 м достигает 306 г/л. Состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый, температура до —8° С. Дебиты скважин, вскрывших воды пермских терригенных отложений на Кожевниковской, Ильинской, Южно-Тяганской структурах, п-ове Юрунг-Тумус и в Нордвике, от сотых долей до 0,3 л/с, лишь на структуре Улахан-Юрях они увеличиваются до 7 л/с. Минерализация воды 11—143,4 г/л, в соленосных отложениях Юрунг-Тумуса до 283,6 г/л, состав хлоридный натриевый. Из газов в воде установлены водород, метан и тяжелые углеводороды. Аналогичные по составу воды с минерализацией до 207—361 г/л распростра-

нены на относительно небольшой глубине (несколько сот метров) в отложениях триаса, юры и мела. Водоносность отложений слабая, дебиты скважин не превышают 2,3 л/с.

Высокой водоносностью в бассейне отличаются песчано-галечниковые отложения озерных котловин и речных долин, на участках развития таликов. Воды пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные на триево-кальциевые.

В целом бассейн относится к недостаточно водообеспеченным.

в. Тунгусский артезианский бассейн

Описываемый бассейн включает южную часть Анабарской антеклизы, северо-восточный склон Енисейского мегантиклинория и Тунгусскую синеклизу.

На площади бассейна широко распространены многолетнемерзлые породы. На севере его мощность этих пород достигает 350—500 м, на юге, где они образуют острова, 50—150 м. В приенисейской части бассейна, по данным В. И. Вожова (1971), мощность промороженных пород от водоразделов к пойменным террасам уменьшается от 50—250 до 10—40 м. Температура пород в подошве зоны годовых колебаний ее изменяется от 0 до —10° С.

Кристаллические породы архея — протерозоя, слагающие выступы фундамента Сибирской платформы, представлены гнейсами, мраморами, кристаллическими сланцами и прорывающими их гранитоидными породами. Водоносность их слабая, дебиты родников 0,1—0,3, иногда до 1—2 л/с (Шубенин, 1964). Подземные воды позднего докембрия изучались на Чадобецком поднятии и в отрогах Енисейского кряжа (Заварзин, 1959; Шубенин, 1964).

Наиболее водоносны в указанном комплексе закарстованные известняки, питающие родники с дебитами до 20 л/с. Терригенные породы слабоводоносны, дебиты родников не превышают 3 л/с, а удельные дебиты скважин 0,3 л/с. В Анабарском массиве подземные воды позднего докембрия промерзлы, но, как полагает Н. И. Обидин, слабоминерализованные напорные воды могут быть встречены здесь ниже многолетнемерзлой зоны.

Из кембрийских отложений внешней области питания бассейна наряду с родниками пресной воды выходят родники с соленой водой и рассолами, связанные чаще всего с разломами. Дебиты родников на площади Туруханского поднятия в среднем около 0,5 л/с, но в отдельных пунктах достигают 50 л/с (Заварзин, 1959; Ильина и др., 1962; Шубенин, 1964). В. И. Вожов (1971) отмечает, что с глубиной и по мере погружений нижнекембрийских отложений под более молодые образования минерализация воды заметно возрастает. Высокоминерализованные напорные воды в отложениях кембрия вскрыты Большепорожской и Сухотунгусскими скважинами на глубине 985—2793 м. Пьезометрические уровни поднимаются выше поверхности земли и скважины фонтанируют. Излив в одной из них достигал 50 л/с, температура воды 44° С, минерализация 384 г/л, состав хлоридный кальциево-натриево-магниевый. Газонасыщенность рассолов 0,8—2,53 м³/м³.

Отложения ордовика, силура и девона развиты главным образом по восточной и юго-западной окраинам бассейна и представлены известняками, доломитами, мергелями, прослоями ангидритов и гипсов, иногда песчано-глинистыми пачками общей мощностью 500—2000 м.

Сильнее других закарстованы и обводнены породы силура. В бассейне Подкаменной Тунгуски и других рек отмечаются карстовые родники с дебитами

0,5—4 л/с. Родники из девонских и ордовикских отложений обычно пластовые. Часто обводнен контакт осадочных толщ с траппами. Глубина залегания подземных вод определяется мощностью многолетнемерзлых пород. Уже на небольших глубинах (40—50 м) подземные воды становятся напорными, скважины фонтанируют с дебитами 1—7, иногда до 10 л/с. В верхних горизонтах наряду с гидрокарбонатными магниево-кальциевыми встречаются сульфатные кальциевые воды. Последние локализуются в загипсованных породах и имеют минерализацию 1,5—5 г/л. Мощность зоны пресных вод изменяется от 10 до 400 м.

Обширные пространства преимущественно по периферии бассейна сложены угленосными отложениями пермо-карбона, объединяемыми в тунгусскую серию. Во внутреннем поле отложения ее погружены на глубину 200—2300 м. В составе серии обводнены пласты песчаников, углей, алевролиты и аргиллиты. Породы содержат несколько водоносных горизонтов, которые уже на небольших глубинах приобретают напорный характер. Наиболее водоносны горизонты песчаников, особенно на контакте с траппами, играющими роль относительного водоупора. Дебиты родников 0,4—1 л/с. Местами водоносные песчаники питают пластовые выходы подземных вод (по обоим берегам р. Нижней Тунгуски). Дебит отдельных струй достигает 10 л/с, а суммарный оценивается в сотни литров в секунду.

При вскрытии воды под многолетнемерзлой толщей и траппами скважины фонтанируют, дебиты 1—10 л/с. На небольших глубинах (до 400—500 м) вода имеет минерализацию 0,05—0,43 г/л, гидрокарбонатная натриевая или кальциевая. Под траппами солоноватые воды обнаруживаются на глубине около 45 м, состав хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. На Аллюнской площади (среднее течение р. Нижней Тунгуски) в отложениях верхней перми на глубине 315—320 м вскрыты самоизливающиеся хлоридные кальциевые бромоносные рассолы с минерализацией около 290 г/л.

Туфогенная толща триаса во внутреннем поле бассейна слагает часть разреза его на глубину до 500—2000 м. Она состоит из чередующихся туфобрекчий, туфопесчаников, туфоаргиллитов и туффитов. Разрозненные выходы надмерзлотных вод имеют низкие дебиты. В бассейне Нижней Тунгуски по рекам Малая Ерема, Тетея и др. выявлены мощные выходы подмерзлотных вод из туфобрекчий. Суммарные дебиты некоторых групп родников 100—1200 л/с и более. Состав воды гидрокарбонатный, по катионам смешанный, минерализация 0,05—0,5 г/л.

Траппы, широко распространенные в пределах бассейна, обводнены в верхней трещиноватой зоне. Родники, связанные с сезонноталым слоем, малодебитны. Там, где многолетнемерзлая зона отсутствует, к траппам приурочены выходы родников с дебитами 3—10 л/с. В частности, Л. Г. Заварзиным (1959) они отмечены по рекам Ангара и Чадобец. Воды имеют минерализацию 0,2—0,5 г/л, гидрокарбонатные, по катионам смешанные.

По данным В. И. Вожова (1971), соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава распространены в западной части бассейна, пространственно совпадающей с Нижне-Тунгусским мегапрогибом и юго-западной частью Дюпкунской депрессии, а хлоридные кальциево-натриевые, кроме того, и в южной его части в пределах Тутончанского вала. Хлоридные натриево-кальциевые соленые воды и рассолы занимают обширную площадь в центральной и северной частях бассейна, совпадающую с площадью распространения эффузивных образований нижнего триаса. С глубиной концентрация хлоридов кальция и общая минерализация рассолов повышаются, меняется состав свободных и растворенных газов в сторону преобладания метана. Воды и рассолы

этого состава установлены в основном на Аллюнской антиклинали на глубине 500—600 м. Распределение рассолов с минерализацией более 200 г/л контролируется пластовыми и секущими интрузиями долеритов.

Песчано-глинистые отложения юры, мела и палеогена занимают небольшие изолированные площади и только в Ангаро-Чонском прогибе имеют региональное распространение. Мощность пород нижней юры прогиба до 150 м, на глубину 50—80 м они промерзлы. Межмерзлотные воды по р. Нижней Тунгуске образуют родники с дебитами 8—10 л/с. К подмерзлотным водам, связанным с этими отложениями, предположительно относится группа родников в долине р. Тетея. Суммарный дебит отдельных групп родников достигает 10—20 л/с, минерализация воды 0,09—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый, подмерзлотных вод преимущественно хлоридный натриевый.

Сведения о водоносности меловых и палеогеновых отложений отсутствуют. Из четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные образования речных долин, но воды их изучены слабо.

В. И. Вожов (1971) отмечает, что в северо-западной и центральной частях бассейна подземные воды, независимо от состава и возраста пород, имеют единую пьезометрическую поверхность и движутся от внешней области питания к речным и озерным долинам, где и разгружаются. Движение воды глубоких горизонтов нижнего кембрия в междуречье Нижней и Сухой Тунгусок происходит с юго-востока на северо-запад, в связи с чем не исключается возможность перетока в пределы бассейна рассолов Ангаро-Ленского бассейна, расположенного юго-восточнее. Помимо речных долин и озерных котловин, очагами разгрузки подземных вод являются также зоны разрывных дислокаций, сводовые части антиклинальных структур, складки смятия. На поверхности они проявляются участками высокоминерализованных вод, находящихся среди пресных вод, а в зимнее время образованием наледей.

Минерализация воды увеличивается от внешней области питания бассейна к внутренней. При этом химический состав воды меняется от сульфатного кальциевого к хлоридному натриевому, кальциево-натриевому, натриево-кальциевому и кальциевому.

В распределении растворенных и свободных газов в воде также наблюдается зональность. В центральной части бассейна распространены метан и смешанные азотно-метановые газы, в периферической — азот и смешанный углекисло-азотно-кислородный газ.

По данным В. И. Вожова (1971), для отложений нижнего и среднего палеозоя западной части бассейна характерна нормальная вертикальная зональность в изменении химического состава воды. В отложениях среднего палеозоя и триаса Тунгусской синеклизы гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды распространены преимущественно в верхней подмерзлотной зоне. Там, где эти воды под влиянием вымораживания метаморфизуются, состав их становится гидрокарбонатным магниево-кальциевым. Сульфатные кальциевые воды формируются в гипсоносных отложениях в результате их растворения и выщелачивания. В глубоких частях синеклизы широко развиты хлоридные кальциевые и натриево-кальциевые рассолы.

Из-за слабой обжитости территории бассейна огромные ресурсы подземных вод его еще не находят должного применения. Для водоснабжения они используются здесь лишь в нескольких населенных пунктах с небольшим водопотреблением.

Бассейн богат также минеральными (лечебными) водами. Кроме сульфатных кальциевых, хлоридных натриевых и кальциевых вод в нем выявлены

сероводородные (Пороховские источники) и радоновые (Каламинские источники) воды. В качестве промышленных вод большой интерес представляют рассолы хлоридного кальциевого состава, распространенные на Аллюнской площади, характеризующиеся высоким содержанием брома и при вскрытии скважинами фонтанированием выше поверхности земли. В. И. Вожов (1971) предполагает, что в центральной части бассейна на глубине 4—5 км температура этих вод может достигать 80—100° С.

г. Якутский артезианский бассейн

Описываемый бассейн представляет собой крупную сложно построенную структуру. На юге внешняя область питания его достигает водоразделов Станового хребта, на востоке ограничивается хребтами Верхоянским и Сетте-Дабан, на западе — Мунским, Оленекским и Пеледуйским поднятиями. На площади бассейна широко распространены многолетнемерзлые породы мощностью от 50—100 м на юге до 500—600 м на севере.

В разрезе выделяются водоносные формации: интрузивных и метаморфических пород архея и протерозоя, верхнепротерозойских и нижнепалеозойских галогенно-карбонатных и терригенных отложений, средне- и верхнепалеозойских терригенных и карбонатных отложений, траппов и кимберлитов, мезозойских преимущественно терригенных отложений и кайнозойских образований.

Во внешней области питания бассейна в породах архея и протерозоя в зависимости от мощности многолетнемерзлой зоны вода встречается на глубине 0—400 м, но чаще, как отмечает О. Н. Толстихин («Подземные воды Якутии ...», 1967), появляется на глубине до 50 м. Вода свободная или напорная, местами (Таежное месторождение) пьезометрический уровень поднимается выше поверхности земли. Родники подмерзлотных вод приурочены преимущественно к зонам разломов. В пределах Алданского щита воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией, не превышающей нескольких граммов на литр, главным образом гидрокарбонатные кальциевые и магниевые.

Водоносность метаморфических образований докембрия, слагающих фундамент бассейна, установлена по Мархинской опорной скважине, вскрывшей их в интервале 1824—1860 м. Пьезометрический уровень установился на 154 м ниже поверхности земли, приток воды к скважине составлял 0,2 л/с при понижении уровня на 603 м, состав хлоридный натриево-кальциевый, минерализация 312 г/л.

Галогенно-карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя в пределах бассейна распространены широко и почти повсеместно содержат напорные воды. Водоносность верхнепротерозойских отложений формации изучена слабо. По данным Е. А. Баскова, естественные выходы воды наблюдаются лишь из сильно закарстованных карбонатных пород синия. Дебиты родников достигают 10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2—0,4 г/л.

Нижнекембрийские отложения, включающие чарскую, толбачанскую, пестроцветную и толбинскую свиты, представлены преимущественно известняками и доломитами с редкими залежами песчаников и некоторых других терригенных пород. О водоносности этих отложений можно судить по многочисленным родникам, выходящим на широтном участке течения р. Лены и ее притоков, а также данным бурения в долинах рек Лены, Толбы, Намана, Большой Русской, Солянки, Бирюка и в районе месторождения алмазов трубки «Мир» (бассейн р. Малая Батуобия).

Дебиты родников, выходящих из отложений чарской, толбачанской и пестроцветной свит, 4—100 л/с. Скважинами вода вскрывается на различной глубине, например в долинах рек Наман, Бирюк, Солянка в интервале 90—400 м, в районе трубки «Мир» на глубине 320 м, на северном склоне Алданского щита — 100—375 м, в пос. Алексеевка — 28 м, на юго-востоке бассейна — 829 м. В некоторых пунктах в разрезе нижнего кембрия вскрыто несколько водоносных горизонтов, пьезометрические уровни в отдельных скважинах устанавливаются выше поверхности земли.

Водоносность пород пестрая. Дебиты скважин, пройденных в районе трубки «Мир», измеряются десятыми долями литра в секунду, скважина в пос. Круглое при свободном изливе воды имела дебит 5 л/с, в районе пос. Наман — 15 л/с, на Солянском месторождении — 0,02 л/с при понижении уровня на 75,8 м.

Родниковые воды чаще всего пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 3 г/л, состав гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатный кальциевый, реже кальциево-магниевый. Минерализация воды чарской свиты на глубине 90—400 м колеблется от 5 до 260 г/л; толбачанской на глубине 260—275 м составляет 206 г/л; пестроцветной в интервалах 28—90 и 160—190 м соответственно до 1 и 3 г/л; толбинской на одноименной разведочной площади на глубине 829—870 м достигает 4,8 г/л, а 942—1018 м — 36,8 г/л; на Ченкиямской площади на глубине 300 м составляет 2—6 г/л, а 400 м — 153 г/л; на Дельгейской площади в интервале 2633—2726 м равна 372,2 г/л; на Наманинской площади на глубине 1330—1657 м составляет 382 г/л. Все глубокие воды относятся к хлоридному натриевому, натриево-кальциевому и кальциевому типам.

Таким образом, минерализация воды нижнего кембрия увеличивается как от внешней области питания по направлению к центральной части бассейна, так и с глубиной. Из микрокомпонентов в ней установлены калий, алюминий, бром и стронций. Родниковые воды содержат газы воздушного происхождения, в водах глубоких водоносных горизонтов определены азот, метан, тяжелые углеводороды и сероводород в количестве до 210 мг/л (Дельгейская площадь).

Пресные воды в среднекембрийских отложениях выявлены на юге Лено-Амгинского междуречья и в среднем течении р. Алдана. Водовмещающие породы представлены различными сланцами, мергелями и известняками. Пьезометрические уровни воды на первом участке снижаются в направлении с юга на север. На юге они находятся на глубине 10—40 м и местами поднимаются выше поверхности земли, а в северной части междуречья располагаются на глубине 100 м и более. Дебиты скважин 2,7—20 л/с при понижениях уровней на 3—19 м. Воды гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией 0,1—1,5 г/л. В бассейне р. Амги на глубине 50—200 м вскрыты напорные соленые воды. Дебиты скважин при фонтанировании не превышают 0,04 л/с. Воды хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые и натриево-магниевые с минерализацией до 10 г/л.

С терригенно-карбонатными отложениями верхнего кембрия связаны родники в долинах рек Лены, Чары, Нюи, Бирюка, Чоны и др. Дебиты 0,5—1 л/с. Минерализация воды 0,7—250 г/л.

Многочисленные родники пресных и солоноватых вод, связанные с отложениями ордовика, выявлены в долине р. Лены и ее правых притоков — Бирюка, Нюи и др. Дебиты родников 3—200 л/с, преобладают 10—20 л/с. Воды сульфатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,3—7,5 г/л.

Силурийские отложения питают родники в долинах рек Мелчана, Джербы и Нюи с дебитами 0,5—10 л/с, воды гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-

гидрокарбонатные с минерализацией 0,27—1,3 г/л и кислородно-азотным составом газов.

В среднем течении р. Кемпендяй наблюдаются многочисленные выходы пресных вод из песчано-туффитовых пород девона. Дебиты родников 8—60 л/с. Воды сульфатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,8 г/л. С девонскими красноцветными отложениями (мергели, глины и алевролиты с прослоями гипса), прорванными штоками каменной соли, в районе связаны выходы высококонцентрированных хлоридных натриевых рассолов с минерализацией до 350 г/л. Последние формируются за счет растворения залежей каменной соли, находящихся в ядрах антиклинальных структур. Дебиты рассольных родников не превышают десятых долей литра в секунду, а суммарный, например, Кемпендяйской группы родников в 1961 г. составлял 6,64 л/с.

Подземные воды, связанные с пермскими песчаниками, вскрыты Джарджанской скважиной в нижнем течении р. Лены на глубине 2582—2589 м. Воды хлоридные натриево-кальциевые с температурой 29,5° С и минерализацией 44,9 г/л.

О подземных водах траппов и кимберлитов дают представление результаты бурения скважин глубиной 600—1000 м на месторождении алмазов трубки «Мир». Подмерзлотные воды вскрыты на глубине 312—549 м, пьезометрический уровень устанавливается на глубине около 90 м от поверхности земли. Притоки воды составляют доли литра в секунду при понижениях уровня несколько десятков метров. Минерализация воды в интервале 312—920 м возрастает от 50 до 270 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый.

В составе мезозойских образований, выполняющих Вилюйскую синеклизу, Приверхоянский прогиб и северный склон Алданской синеклизы, выделяются водоносные комплексы триасовых, юрских и нижнемеловых отложений. Первый водоносный комплекс почти совершенно не изучен. Водоносные песчаники этого комплекса вскрыты лишь в двух пунктах: Средне-Вилюйской скв. 1 в интервале 1690—1745 м и на Китчанской площади скв. Р-2 на глубине 2135—2513 м. Минерализация воды в первом пункте 5,8 г/л, во втором 64,5 г/л, состав соответственно хлоридный натриевый и магниево-натриевый, температура воды в обоих пунктах около 36° С.

Юрские отложения характеризуются высокой водоносностью, выходы подземных вод из них наблюдались в речных долинах во многих местах. Дебиты отдельных родников 1—15 л/с, групповых достигают 80—100 л/с. Вода обычно пресная (0,19—0,29 г/л) гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциево-магниевая. Пресные воды распространены в окраинных частях Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба, где залегают на глубине 100—300 м под толщей многолетнемерзлых пород. Они изучены на Лено-Амгинском междуречье и в районе г. Якутска. Пьезометрические уровни устанавливаются в 6—78 м ниже поверхности земли. Удельные дебиты скважин 0,3—1,4 л/с. Воды гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые с минерализацией 0,6—1,2 г/л. Отмечается повышенное содержание фтора (1,2—2,8 мг/л), что ограничивает возможность использования для питья. На глубине около 1000 м встречаются преимущественно соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 7—80 г/л с калием, бромом, иодом. В газовом составе воды преобладает метан, реже азот. Водоносность глубоких горизонтов весьма слабая.

Отложения мелового комплекса мощностью около 2000 м представлены песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами и углями. На глубину 50—400 м породы промерзлы. Дебиты выходящих из них родников в районе

Кемпендяйских структур достигают 10 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая и магниево-кальциевая с минерализацией до 0,3 г/л. На площади Сангарского буроугольного месторождения вода в меловых отложениях вскрывается на глубине 54—205 м, пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 1—85 м. Водоносность пород слабая. Дебиты скважин от десятых долей до 1 л/с при понижениях уровней на 1—100 м и более.

Примерно до глубины 100 м воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией до 1 г/л, с глубины 200 м выведены хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 11,6 г/л. В Вилюйской синеклизе Намской опорной скважиной в интервале 1671—1681 м вскрыты хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с бромом и минерализацией 4,1 г/л. Преобладание хлора в пресных и минерализованных водах позволяет считать последние водами смешения, а аномально высокую минерализацию в скважине Сангарского месторождения на сравнительно небольшой глубине связывать с подтоком глубинных вод по зонам разломов.

Подземные воды кайнозоя приурочены к отложениям неогена, аллювиальным песчано-галечным образованиям речных долин и элювиально-делювиальным накоплениям склонов и водоразделов. Отложения неогена проморожены на всю мощность, за исключением редких таликов в долинах рек Лены и Алдана. В четвертичных отложениях наибольшее практическое значение имеют воды подозерных и подрусловых таликов. Последние часто обладают достаточно большой мощностью, характеризуются высокой водоносностью и хорошим качеством вод, широко используемых для водоснабжения. Эти воды подробно описаны Н. П. Анисимовой (1959, 1960, 1962), А. И. Ефимовым (1954, 1964), Е. А. Басковым (1959) и др.

Как следует из описания водоносных формаций, для Якутского бассейна характерно зональное распределение химического состава подземных вод. Так, зона пресных вод с минерализацией до 1—1,5 г/л развита главным образом в южной части бассейна. Мощность ее, по данным Е. Е. Жиркова и Н. П. Анисимовой («Подземные воды Якутии ...», 1967), в среднем 50—150 м, редко достигая 200 и даже 300 м. Для этой зоны характерна активная взаимосвязь поверхностных и подземных вод и питание последних за счет инфильтрации атмосферных и речных вод. Однако разнообразие химического состава воды и наличие в зоне вод с повышенным содержанием хлоридов и сульфатов свидетельствуют о возможном подтоке в нее минерализованных вод по тектоническим нарушениям из более глубоко залегающих водоносных горизонтов. На севере бассейна эта зона на преобладающей части территории проморожена. Воды в жидкой фазе встречаются здесь лишь в подрусловых и подозерных таликах.

Зона солоноватых вод с минерализацией до 10 г/л в северной части бассейна также проморожена. В южной части она формируется непосредственно под толщей мерзлых пород или под зоной пресных вод. Мощность зоны невелика (несколько сот метров). В гипсоносных отложениях воды этой зоны сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и смешанные, в карбонатных соленосных отложениях — хлоридные натриевые. На участках, где по разрывным нарушениям разгружаются соленые и рассольные воды нижележащих горизонтов, мощность зоны значительно сокращается, а местами она отсутствует.

Зона соленых вод распространена до глубины 1500—2000 м. Воды хлоридные натриевые, газовый состав метано-углекисло-азотный, свидетельствующий о формировании их в условиях затрудненного водообмена.

Самая нижняя гидрохимическая зона — рассолов распространена на глубинах, превышающих 1500—2000 м. Эта зона вскрыта до глубины более 3000 м. В верхней части ее рассолы хлоридные натриевые с минерализацией 30—100 г/л. С глубиной минерализация воды возрастает, наряду с хлоридными натриевыми рассолами встречаются хлоридные кальциевые. Газовый состав рассолов азотно-метановый и метановый, на больших глубинах присутствует водород, что свидетельствует о их формировании в условиях весьма затрудненного водообмена. Температура рассолов 20—80° С, наибольшая 83° С зафиксирована в Усть-Вилюйской скв. Р-4 на глубине 2557 м. По расчетам И. С. Ломоносова (1967), рассолы с температурой 100 и даже 150 °С можно вскрыть в Вилюйской синеклизе на глубине 4—6 км.

Среди минеральных вод бассейна выделяются слабосолоноватые и солоноватые сульфатные, солоноватые и соленые хлоридные натриевые, а также хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и кальциевые рассолы. Последние могут служить также сырьем для получения поваренной соли, брома, калия. Естественные выходы их известны по р. Нюе, в среднем течении р. Лены, в Кемпендяйском солянокупольном районе. Особенно перспективен в этом отношении Березовский прогиб.

В условиях широкого распространения многолетнемерзлых пород в Якутском бассейне большую роль могут сыграть воды даже со сравнительно небольшой (10—20° С) температурой (тепломелиорация россыпных месторождений и др.). Вместе с тем на западе бассейна на глубине 3—4 км можно встретить термальные воды с температурой 75—100° С. Весьма перспективны с этой точки зрения Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза.

д. Ангаро-Ленский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает площадь Иркутского амфитеатра и примыкающее к нему горно-складчатое обрамление.

Многолетнемерзлая зона в пределах бассейна образует острова, мощность которых в северной части достигает 120—300 м, а на юге уменьшается до нескольких метров, в этом же направлении сокращаются и размеры островов.

Внешняя область питания и фундамент бассейна образованы породами архея и протерозоя, прорывающими их разновозрастными гранитоидными породами, дайковыми телами базальтов и кимберлитов.

Внутренняя область питания сложена преимущественно терригенными и хемогенными палеозойскими, а также терригенными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наиболее древние кембро-силурийские отложения ее собраны в серию складчатых структур, разнообразных по форме и механизму образования. Полной складчатостью характеризуется краевая часть их развития, прилегающая к Прибайкалью. В глубь платформы эта складчатость сменяется промежуточной, которая охватывает обширные площади, включающие Качугскую, Марковско-Ичерскую, Тасеевскую и Ангарскую зоны складок, Непскую зону дислокаций и зону пологих структур Присаянья. За ними находятся поля спокойного моноклинального залегания отложений.

На территории бассейна выявлена довольно густая система дизъюнктивных нарушений. Выделяются две группы разломов. Одну составляют разломы, возникшие в осадочном чехле при смятии его в складки. Чаще всего это сбросы, взбросы и крутые надвиги, простирающиеся параллельно складкам и нередко прослеживающиеся на 100—150 км и более. Вторую группу составляют разломы в фундаменте платформы, прорывающие осадочную толщу снизу вверх.

Являясь структурами высшего порядка, они играют исключительную роль не только в становлении складчатости осадочного чехла, но и в определении особенностей гидрогеологических условий района. Обособляются три зоны разломов глубокого заложения — Присаянская, Прибайкальская и Ангаро-Окинская. Основной каркас разломов фундамента оформился в докембрийское время. В дальнейшем на протяжении длительной истории становления структуры амфитеатра имело место неоднократное оживление их, а также заложение новых, вплоть до голоцена.

Е. В. Пиннекером (1966) на площади описываемого бассейна выделяются следующие артезианские бассейны более высокого порядка: Иркутский, Канский, Мурский, Средне-Ангарский (Ангаро-Окинский), Прибайкальский (Лено-Киренгский), Усть-Кутский (Лено-Илимский), Непский. Названные бассейны образуют самостоятельные артезианские системы только в надсолевых породах. Подземные воды соленосных и подсолевых отложений обособлены ими слабо.

По данным Е. В. Пиннекера (1966), в Ангаро-Ленском бассейне распространены подземные воды 10 гидрогеологических формаций (рис. 3).

Накопление и движение воды в породах гидрогеологической формации архея — протерозоя происходит в трещинах выветривания, карстовых пустотах и в зонах разрывных нарушений. Дебиты родников, выходящих из гнейсов, гранитов и основных пород, не превышают 1—1,5 л/с; родников из закарстованных известняков до 50 л/с; групповых родников, приуроченных к зонам тектонических нарушений, также до 25—50 л/с. Скважины, заложенные на этих тектонических структурах, нередко фонтанируют. Минерализация воды 0,02—0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Водоносные породы гидрогеологической формации песчанико-сланцевых и известняково-доломитовых образований нижнего кембрия — позднего ордовика, развитые во внешней области питания бассейна, формируют родники с дебитами около 1 л/с. Дебиты колодцев и родников, получающих питание из песчаников, 0,1—0,5 л/с; расходы родников, находящихся в зонах разломов, до 5—10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые. Подземные воды рассматриваемых отложений, развитые во внутренней области питания бассейна, распространены спорадически. Дебиты скважин не превышают 0,01—0,4 л/с. Состав воды хлоридный кальциевый или натриево-кальциевый, минерализация высокая.

Для гидрогеологической формации нижнего кембрия характерно наличие пластов каменной соли, составляющих более половины ее мощности. Глубина залегания пород уже при небольшом удалении от горного обрамления бассейна составляет 600—1000 м, во внутренних частях увеличивается до 1600—2500 м. Наиболее часто водопроявления связаны с балыхтинским (на контакте бельской и усольской свит) и осинским (50—80 м выше кровли усольской свиты) горизонтами. Оба горизонта сложены доломитами и известняками, обладающими трещинной пористостью 1—8%, проницаемость пород 3—25 мд, водоносность слабая, дебиты скважин 0,001—1,7 л/с при понижениях уровня на несколько сот метров, в отдельных пунктах до 10 л/с. Подземные воды представляют собой хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 65—350 г/л, развитые в краевых частях бассейна. При более значительных концентрациях (до 600 г/л в Осе, Тырети, Балыхте, Марково, Тулуне) состав рассолов становится хлоридным натриево-кальциевым или кальциевым. В них содержатся калий, бром, стронций, иод.

Подземные воды гидрогеологической формации нижнего и среднего кембрия формируются в основном в доломитах и известняках, а также в редких

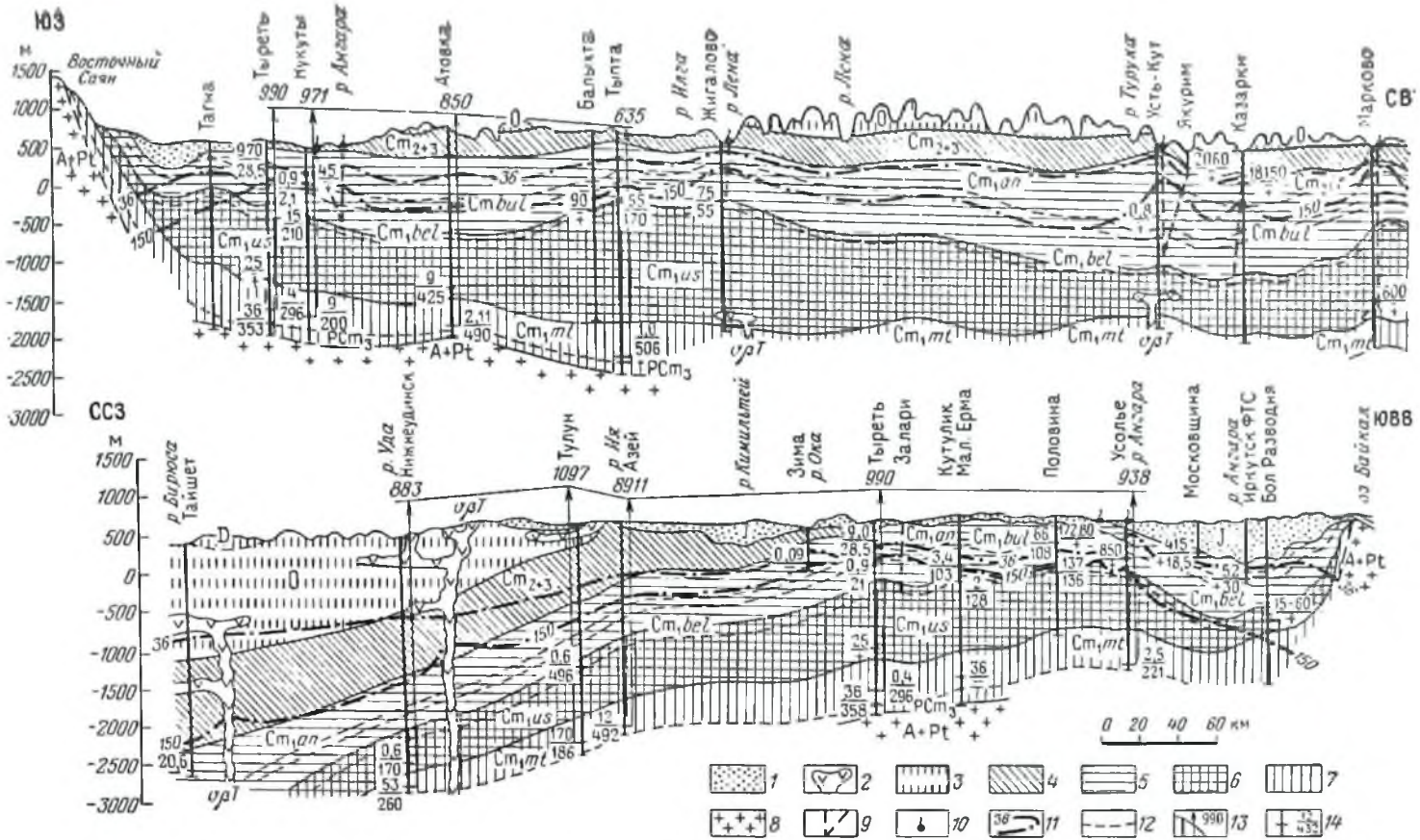


Рис. 3. Гидрогеологические разрезы Ангаро-Ленского артезианского бассейна (по Пиннекеру, 1966)

Водоносные формации: *1* — песчано-глинистых угленосных отложений юры; *2* — изверженных пород триаса (траппов); *3* — песчано-глинистых отложений ордовика, силура и девона; *4* — песчано-мергельных соленосных пород среднего — верхнего кембрия; *5* — известняково-доломитовых и галогенно-сульфатных отложений нижнего и среднего кембрия (карбонатная рассолоносная формация); *6* — соленосных образований нижнего кембрия (галогенная рассолоносная формация); *7* — песчано-сланцевых и известняково-доломитовых отложений позднего докембрия и нижнего кембрия (терригенная рассолоносная формация); *8* — метаморфических и изверженных пород архея — протерозоя. Прочие обозначения: *9* — установленные рассоловыводящие разломы; *10* — очаги разгрузки рассолов; *11* — изолинии минерализации (цифрой обозначена минерализация, г/л); *12* — границы между свитами и другими стратиграфическими подразделениями внутри водоносной формации *1*; *13* — скважина (цифра сверху — абсолютная отметка приведенного гидростатического напора, м); *14* — интервал водоносного горизонта, вскрытого скважиной; числитель — дебит (м³/сут), знаменатель — глубина (м) установившегося уровня (+ обозначает фонтанирование)

горизонтах терригенных пород, входящих в состав ангарской, булайской, бельской свит нижнего и литвинцевской свиты среднего кембрия. Мощность формации 650—1500 м.

Отложения нижнего кембрия, распространенные во внешней области питания, сильно закарстованы и в верхней части хорошо сдренированы. Из нижней части их выходит множество родников с дебитами 0,1—200 л/с. От горно-складчатого обрамления бассейна известняково-доломитовые толщи плавно погружаются во внутреннее поле его, где к разрезу их добавляются еще пласты каменной соли, гипса и ангидрита. Подземные воды формируются здесь главным образом в доломитах и известняках, образующих регионально выдержанные горизонты мощностью 10—70 м. Пласты-коллекторы подземных вод составляют не более 10% их разреза, остальные 90% представлены очень слабопроницаемыми или плотными водоупорными разностями пород. Водопритоки к скважинам, вскрывшим эти воды, от тысячных долей до 5—10 л/с.

Наиболее водоносны в составе нижнего кембрия породы ангарской свиты. Плотные массивные доломиты булайской свиты обычно безводны и являются регионально выдержанным водоупором. В отложениях бельской свиты слабоводоносны загипсованные доломиты и известняки. В отложениях литвинцевской свиты, развитой в Усть-Кутско-Марковском нефтегазоносном районе (Дзюба и др., 1967), подземные воды приурочены к трещинам тектонических нарушений. Дебиты фонтанирующих скважин от десятых долей до 210 л/с, чаще 5—10 л/с. Севернее и северо-западнее этого района из закарстованных известняков свиты выходят многочисленные родники с дебитами 0,08—1,6 л/с.

Во внешней области питания и в краевой части бассейна воды формации пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые, на участках повышенной загипсованности — сульфатные кальциевые с минерализацией 1—3 г/л. На площадях, значительно удаленных от внешней области питания, минерализация воды возрастает до 20—180 г/л, а там, где в разрезе содержатся пласты каменной соли, достигает 400—450 г/л. Состав воды хлоридный натриевый и кальциево-натриевый.

Подземные воды песчанико-мергельных соленосных отложений среднего и верхнего кембрия распространены главным образом в Присаянье, в бассейне среднего течения р. Ангары и верхнего течения р. Лены. В разрезе их имеется несколько напорных водоносных горизонтов, сложенных преимущественно песчаниками. Дебиты водопунктов от тысячных долей до нескольких десятков литров в секунду. Воды, залегающие на глубине до 150—200 м, имеют минерализацию около 1 г/л и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав, более глубокие — минерализацию до 4 г/л и сульфатный магниево-кальциевый состав, а еще более глубокие относятся к типу соленых и рассолов.

В отложениях нижнего ордовика отмечается несколько водоносных горизонтов, питающих родники с дебитами 1—10 л/с. На участках развития карста встречаются мощные пластовые выходы воды с расходом до 160 л/с. При вскрытии подземных вод скважинами многие фонтанируют, дебиты их от единиц до 10—15 л/с, иногда достигают 30—60 л/с. В составе среднеордовикских отложений южной части бассейна наиболее водоносны песчаники, содержащие, как правило, свободные воды и питающие родники с дебитами 0,5—10 л/с. В северном и северо-западном направлениях водовмещающие породы плавно погружаются и воды становятся напорными. Верхняя часть разреза ордовика, представленная пестроцветными песчано-глинистыми образованиями, обводнена слабо. Дебиты родников 0,01—0,25 л/с.

С отложениями ордовика связана максимальная для бассейна мощность зоны пресных вод. В частности, в районе городов Тайшет и Нижнеудинск она составляет 600—700 м, аналогичная мощность, вероятно, на Чуно-Бирюсинском и Удино-Ийском междуречьях. Воды гидрокарбонатные кальциевые, магниевые или натриевые, на севере местами сульфатные кальциевые с минерализацией 2—4 г/л и сульфатные натриевые с минерализацией до 7 г/л.

Подземные воды силура приурочены главным образом к кежемской свите, представленной песчаниками, песчанико-карбонатными породами, конгломератами, алевролитами. В районе г. Тайшет в ней выделяется несколько водоносных горизонтов. На Ангаро-Илимском междуречье песчанико-карбонатные породы свиты питают так называемые «мельничные» ручьи с расходом до 100—150 л/с. Вода гидрокарбонатная, реже сульфатно-гидрокарбонатная магниево-кальциевая с минерализацией не более 0,5 г/л.

Подземные воды девона развиты в Канском бассейне. Водовмещающие породы представлены песчаниками, глинистыми известняками, мергелями, конгломератами и алевролитами, местами перемежающимися с водоупорными глинисто-карбонатными породами. Водоносность пород пестрая, дебиты родников от сотых и десятых долей до 10—50 л/с, закарстованные известняки питают родники с дебитами до 100 л/с; дебиты скважин 0,5—1,5 л/с. В северном направлении девонские отложения погружаются и приуроченные к ним воды приобретают напорный режим. Воды, как правило, пресные гидрокарбонатные кальциевые. Только на участках, где отложения девона подстилаются породами кембрия, наряду с пресными содержатся соленые хлоридные натриевые воды.

Подземные воды гидрогеологической формации триаса, перми и карбона распространены в северо-западной части бассейна.

Водовмещающими породами являются песчаники, алевролиты, угли, водоупорными — аргиллиты. На участках выходов водоносных отложений на дневную поверхность из них выступают родники с дебитами 0,2—1,5 л/с. В глубоких частях разреза подземные воды описываемой формации имеют напорный режим и при вскрытии скважинами самоизливаются. На Кокуйском угольном месторождении в пермо-карбоновой толще мощностью до 600 м выявлено до 15 водоносных горизонтов. Особенно высоководоносны горизонты верхней части разреза. Удельные дебиты скважин достигают здесь 15—17 л/с, по мере увеличения глубины обводненность пород понижается, удельные дебиты скважин не превышают 1 л/с. По составу воды формации в основном пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые.

В траппах свободная подземная вода формируется в зоне интенсивной трещиноватости, продолжающейся на глубину 30—40 м. Дебиты родников 0,3—0,5, редко 10—100 л/с. Дебиты скважин составляют 1—3 л/с. Ниже зоны экзогенной трещиноватости обводненность траппов становится спорадической, связанной с тектоническими трещинами. В целом же траппы на большей площади распространения играют роль водоупоров. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый или магниевый, минерализация 0,1—0,5 г/л.

Подземные воды угленосных отложений юры развиты в Иркутском, Канском и Мурском бассейнах. Водоносные породы представлены конгломератами, песчаниками, аргиллитами, брекчиями и углями.

Изучением подземных вод юрских отложений Иркутского бассейна установлено, что обводненность этих отложений весьма неравномерная. Наиболее низкая в платформенной части бассейна, где дебиты родников 0,1—3 л/с, а скважин 0,5—3 л/с. В субгеосинклинальной зоне бассейна, приуроченной к предгорной части, водоносность юрских отложений мощностью 500—700 м

более высокая. Дебиты пластовых выходов воды 10—25 л/с, скважин 12—18 л/с. С глубиной водоносность пород уменьшается, и, например, в залаирской свите, залегающей в основании юрской толщи, дебиты скважин редко превышают 0,5 л/с, часто отложения свиты практически безводны. Лишь в краевой части бассейна на участках неглубокого залегания свиты или выходов ее на поверхность дебиты родников и скважин увеличиваются до 1—10 л/с. Вода юрских отложений гидрокарбонатная магниево-кальциевая или натриевая, на глубине 65—100 м с минерализацией не более 1 г/л. На глубине 250—300 м воды хлоридные натриевые с минерализацией от нескольких до 36 г/л.

Водоносность юрских отложений Канского и Мурского артезианских бассейнов сходна с водоносностью Иркутского бассейна.

Подземные воды палеоген-неогеновых отложений на площади бассейна распространены спорадически. Водоносные породы представлены линзами и прослоями песчаников, залегающих среди глин. Дебиты скважин сотые и десятые доли литра в секунду, иногда 1—2 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциевая или натриевая, минерализация 0,3—2 г/л; реже воды сульфатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,5—3,5 г/л.

Водоносность четвертичных отложений неоднородная. Высоко обводнены аллювиальные образования мощностью 10—20 м. Дебиты скважин в пойменных отложениях до 10 л/с, на высоких террасах до 0,3—1,5 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые или магниевые с минерализацией 0,1—0,7 г/л, реже сульфатные кальциевые или магниевые и хлоридные натриевые. Первые два типа вод распространены в местах, где водовмещающие породы подстилаются гипсоносными отложениями нижнего и верхнего кембрия. Минерализация этих вод 0,5—2,5 г/л. Хлоридные натриевые воды приурочены к очагам разгрузки рассолов соленосной толщи, связанным с зонами нарушений на участках пересечения их долинами рек. Минерализация 1—80, редко до 150 г/л.

Из изложенного видно, что на площади бассейна довольно четко выявляется как горизонтальная, так и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Е. В. Пиннекер (1960) в разрезе осадочного чехла его выделил шесть гидрохимических зон. Минерализация воды последних закономерно увеличивается с глубиной от 0,2 до 600 г/л, а состав изменяется от гидрокарбонатного магниево-кальциевого и кальциево-магниевого с газами воздушного происхождения в верхней зоне до хлоридного натриевого кальциевого и кальциево-натриевого с азотно-метановыми, метано-азотными или метано-азотно-сероводородными газами в нижних (соленосной и подсоленосной) зонах.

Анализ действующих водозаборов и прогнозная оценка ресурсов подземных вод, выполненные под руководством П. И. Трофимука, показали, что наибольшими запасами пресных вод обладают породы ордовикского, средне-верхнекембрийского и особенно юрского возраста. Значительные ресурсы их заключены также в породах нижнего кембрия. Наименьшими ресурсами пресных вод обладают неогеновые отложения. Трудные условия для водоснабжения существуют в южной части бассейна, сложенной гипсоносными породами кембрия. Подземные воды здесь сульфатные с минерализацией до 2—3 г/л и более. Неблагоприятные условия водоснабжения характерны и для участков карстующихся пород (Южное Приангарье и др.). Несмотря на то, что подобные участки приурочены преимущественно к обжитым районам, они относительно немногочисленны, и в целом следует считать, что Ангаро-Ленский бассейн обладает достаточными ресурсами пресных подземных вод.

3. Минусинский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна располагается в пределах Западного и Восточного Саянов и Кузнецкого Алатау, а внутренняя приурочена к Чебаково-Балахтинской, Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадинам, образующим сложный крупный межгорный прогиб.

В разрезе впадин выделяются водоносные комплексы и горизонты нижнего и среднего девона, верхнего и среднего девона, нижнего карбона, верхнего палеозоя, юры и четвертичных отложений.

Подземные воды нижне- и среднедевонских отложений широко развиты в зоне экзогенной трещиноватости пород, распространенной на глубину 40—60 м. Водовмещающие породы представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, известняками, мергелями, покровами порфиритов и их туфов. Дебиты родников редко превышают 1—3 л/с, чаще составляя десятые и сотые доли литра в секунду. Высокодебитные (3—5, иногда до 80 л/с) родники встречаются в зонах тектонических нарушений и на контакте девонских пород с породами других стратиграфических комплексов. Более глубокие горизонты этих отложений обводнены весьма неравномерно, в связи с чем дебиты скважин значительно колеблются. На некоторых участках породы до глубины более 700 м совершенно безводны. Воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые с минерализацией 0,1—2,7 г/л.

Подземные воды средне- и верхнедевонских отложений вскрываются большим числом скважин на глубине от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее обводнены песчаники и известняки. Дебиты скважин, пройденных в песчаниках, достигают 10 л/с при понижении уровня до 4 м, дебиты родников иногда составляют 30—50 л/с. Аргиллиты и алевролиты обводнены слабо. На больших глубинах породы водоносны лишь на участках интенсивной тектонической трещиноватости. Подземные воды здесь часто высоконапорные с пьезометрическим уровнем, устанавливающимся в некоторых пунктах выше поверхности земли. Состав и минерализация воды чрезвычайно разнообразны. В зоне активного водообмена наряду с пресными гидрокарбонатными натриевыми и кальциевыми водами часто встречаются сульфатные и хлоридные натриевые воды с минерализацией 5—7 г/л. В газовом составе воды установлены азот (46—85%), углекислота + кислород (9—45%) и метан (0,1—1,2%). Глубокие воды отложений представляют собой хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 70—312 г/л с бромом, иодом и калием. Из газов в этих водах определены метан, гелий (0,3%) и аргон (0,019%).

Водовмещающие породы нижнего карбона представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками, известняками, алевролитами и аргиллитами. Дебиты родников до 10—30 л/с. В глубоких частях разреза воды формируются главным образом в зонах тектонической трещиноватости, реже образуют горизонты трещинно-пластовых вод (Салбатская и Черноозерская мульды). Глубина залегания воды в Чебаково-Балахтинской впадине 3—125 м, в Южно-Минусинской 20—175 м. На большей части бассейна развиты напорные воды, пьезометрические уровни устанавливаются обычно близко к поверхности земли, в отдельных пунктах скважины фонтанируют. Удельные дебиты 0,02—5 л/с в Чебаково-Балахтинской и 0,02—0,3 л/с в Южно-Минусинской впадинах. Наиболее распространены пресные гидрокарбонатные воды различного катионного состава. В Южно-Минусинской и в отдельных пунктах Чебаково-Балахтинской впадин встречены слабосолоноватые и соленые (1,3—8,9 г/л) воды сульфатного и хлоридного натриевого состава. Газы подземных вод представлены азотом,

углекислотой, метаном (от следов до 0,2%), гелием (до 0,001%) и аргоном (1,04—1,52%).

Подземные воды верхнепалеозойских отложений изучались на участках Аскизского, Черногорского и Бейского угольных месторождений, находящихся в Южно-Минусинской впадине. Водовмещающие породы представлены конгломератами, песчаниками и углями, а водоупорные — глинами и аргиллитами. До глубины 300—400 м в этих отложениях выявлено несколько водоносных горизонтов, пьезометрические уровни которых, однако, не поднимаются выше поверхности земли. Водоносность пород слабая и с глубиной, как правило, уменьшается. На глубине 350—400 м удельные дебиты скважин составляют сотые и тысячные доли литра в секунду. Минерализация воды достигает 3—5 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный натриевый. В воде определены свободная углекислота (44,6%) и сероводород (до 54%).

В юрских отложениях подземные воды находятся в песках, слабо сцементированных песчаниках и бурых углях, образующих серию взаимосвязанных водоносных горизонтов весьма непостоянной мощности; водоносность пород невысокая.

В четвертичных отложениях наибольшее значение имеют воды аллювиальных отложений, образующие крупные потоки грунтовых вод. Они вскрываются на глубине 0,5—10 м в поймах, на первой и второй террасах долин и 15—45 м — на третьей и четвертой. Удельные дебиты скважин и колодцев 1—2, иногда до 10—20 л/с. В современных песчано-галечниковых отложениях воды гидрокарбонатные кальциевые или натриевые. В древнечетвертичных галечниках и покровных лёссовидных суглинках наряду с гидрокарбонатными встречаются солоноватые и горько-соленые сульфатные и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 3—7 г/л.

Температура глубоких подземных вод бассейна более 50° С. Верхняя граница гидрогеотермической зоны 20—50° С находится на глубине 600—1200 м; по мере приближения к горному обрамлению бассейна поверхность ее погружается; минерализация этих вод 1—10 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный магниево-натриевый или кальциево-магниевый. Термальные воды с температурой более 50° С, очевидно, развиты только в центральной части Южно-Минусинской впадины. Верхняя граница их располагается на глубине 2200—2800 м. Минерализация воды достигает 250—312 г/л, состав хлоридный натриевый, установлены бром, йод и калий (Гавлина, 1962).

В пределах бассейна имеются и проявления минеральных (лечебных) углекислых вод гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава (Кожановское месторождение), приуроченных к зоне интенсивной трещиноватости в породах верхнего девона. По глубине эти воды от места вскрытия прослежены на 45—95 м. Ниже горизонта минеральных вод девонские отложения практически неводоносны, но содержат значительные количества углекислого газа, вероятно, метаморфического происхождения, который, поднимаясь по трещинам, насыщает подземные воды участка месторождения.

В Минусинском артезианском бассейне установлена горизонтальная и вертикальная зональность в изменении минерализации и химического состава подземных вод (Белякова, 1954; Бурлакова, 1970). Горизонтальная зональность проявляется в смене пресных гидрокарбонатных вод солоноватыми сульфатными и хлоридными водами в направлении от предгорных частей впадин к их центру, а вертикальная — в закономерной смене химического состава и увеличении минерализации воды с глубиной независимо от возраста и литологического

состава водовмещающих пород. В вертикальном разрезе бассейна установлены три зоны.

Зона пресных (до 1 г/л) гидрокарбонатных вод прослеживается до глубины 100—200 м в центральных частях впадин и до 400—500 м, а возможно и несколько больше, по их периферии.

Зона слабосолоноватых и соленых (1—10 г/л) сульфатных вод на большей части территории располагается ниже вод первой зоны. Однако на отдельных участках, сложенных каменноугольными отложениями (центральные части мульд), сульфатные воды залегают первыми от поверхности земли. Нижняя граница зоны в центральных районах Чебаково-Балахтинской и Южно-Минусинской впадин устанавливается на глубине 400—500 м. Зона соленых вод и рассолов (до 312 г/л) хлоридного натриевого состава прослежена в центральной части Южно-Минусинской впадины до глубины 2400 м.

Питание подземных вод осуществляется за счет потерь поверхностного стока, инфильтрации атмосферных осадков и влаги, конденсирующейся из атмосферы. Наиболее благоприятные условия питания в краевых частях впадин, где породы обычно сильно трещиноваты и где выпадает наибольшее количество осадков. Основные ресурсы пресных подземных вод бассейна сосредоточены в зоне открытой трещиноватости пород мощностью от первых метров до 100—150 м. Эксплуатационные ресурсы этих вод, по данным В. А. Шуб (1962), 3,5 м³/с.

Разгружаются подземные воды зоны активного водообмена бассейна главным образом через долины рек, а более глубоких горизонтов — по зонам тектонических нарушений; к очагам разгрузки местами приурочены соленые и горько-соленые озера.

4. Тувинский артезианский бассейн

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к Хемчикской, Улугхемской и Турано-Уюкской впадинам, а внешняя представлена склонами хребтов и нагорий, обращенных к ним: на севере Хемчикским и Куртушибинским, на западе Шапшальским, на юге Восточно-Тувинским и Сангиленским. Во внутренней области питания выделяются водоносные комплексы осадочных пород ордовика и силура, вулканогенно-осадочных образований нижнего кембрия и девона, преимущественно терригенных отложений среднего и верхнего девона, карбона и юры и водоносный горизонт четвертичных отложений.

Водовмещающие породы ордовика и силура представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, известняками. Глубина залегания воды в них 13—363 м, но чаще около 100 м. Вода преимущественно напорная, высота напора 1—278 м, в среднем 20—50 м. Скважины, расположенные в западной части Хемчикской впадины, фонтанируют на 0,7—3,9 м выше поверхности земли. Дебиты скважин 0,004—1,2 л/с. Наибольшие дебиты скважин обычно отмечаются в краевых южной и северной частях впадины, где проходят крупные зоны глубинных разломов (Чазадыр-Карасугская и Хемчикско-Куртушибинская). Дебиты родников 0,01—7 л/с, преобладают 1—3 л/с.

Воды в верхней зоне комплекса с минерализацией 0,25—0,9 г/л гидрокарбонатные, реже сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные магниевые, кальциевые, иногда натриевые. Минерализация воды более глубоких частей разреза достигает 1,1 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

Водоносный комплекс кембрия и нижнего девона, состоящий из эффузивов кислого и основного состава и их туфов, известняков, песчаников, конгломера-

тов и алевролитов, характеризуется спорадическим распространением подземных вод. Скважины на воду, заложенные в эффузивах в одних местах до глубины более 160 м, оказывались безводными, в других вскрывали высоконапорную воду. Дебиты родников 0,03—6 л/с, преобладают 0,2—0,5 л/с. Минерализация воды 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый и магниевый.

Водоносный комплекс терригенных и терригенно-карбонатных пород девона ограниченно распространен на площади бассейна. Наиболее водоносны песчаники, питающие родники с дебитами 1—1,5 л/с, алевролиты слабоводоносны. Минерализация воды не превышает 0,5—0,6 г/л, в районе населенных пунктов увеличивается до 1,05—1,8 г/л. Вода гидрокарбонатная и сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая. Учитывая наличие в разрезе комплекса соленосных отложений, можно предполагать, что на глубине в нем имеются солоноватые и соленые воды.

Водоносный комплекс угленосных отложений карбона и юры развит в Улугхемской впадине. Водовмещающие породы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками, туфами, прослоями углей, гравелитами. Изучены подземные воды главным образом юрских отложений, дислоцированных в мульдообразные складки и заключающих несколько напорных водоносных горизонтов, пьезометрические уровни которых местами поднимаются выше поверхности земли. Наиболее водоносны песчаники. Дебиты родников 1—1,5, нередко 3—4 л/с, единичные достигают 10 л/с. Алевролиты питают родники с дебитами 0,05—0,3 л/с. Дебиты скважин 0,1—4 л/с. Минерализация воды 0,3—1,2 г/л, в отдельных пунктах до 1,9—2,3 г/л. Пресные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, слабосолоноватые гидрокарбонатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые.

Водоносный горизонт четвертичных отложений широко распространен на площади бассейна. Грунтовые воды аллювиальных отложений приурочены к песчано-гравийно-галечным образованиям, слагающим поймы и низкие террасы в долинах рек. Мощность водовмещающих пород 2—25, чаще 8—10 м. Отложения характеризуются высокими фильтрационными свойствами (Зейдельман, 1956). Глубина залегания воды на первой надпойменной террасе 0,5—3 м, на второй и третьей — первые десятки метров. На отдельных участках воды имеют местный напор. Наибольшей водоносностью обладает аллювий низких террас рек Улуг-Хем и Хемчик. Дебиты скважин здесь превышают 5 л/с. Минерализация воды 0,3—0,6 г/л, в понижениях рельефа до 1—1,8 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и магниевый, а также хлоридный натриевый.

В целом минерализация грунтовых вод в бассейне составляет 0,3—3 г/л, причем здесь четко прослеживается горизонтальная зональность в изменении их состава. Выделяются три поля распространения вод с различной минерализацией: 1—3 г/л, занимающих наиболее пониженные участки в центральной части бассейна, в которой широко развиты процессы испарительной концентрации; 0,5—1 г/л — пресные, распространенные на большей части бассейна; 0,3—0,5 г/л — пресные, приуроченные к периферической части бассейна. Одновременно с уменьшением минерализации грунтовых вод меняется химический состав их: снижается содержание ионов хлора и сульфатов за счет гидрокарбонатов и натрия за счет кальция.

В разрезе бассейна выделяются (снизу вверх): зона весьма затрудненного водообмена с возможной минерализацией воды более 10 г/л хлоридного натриевого состава; зона затрудненного водообмена с минерализацией воды 3—10 г/л

сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и магниевого состава; зона свободного водообмена мощностью 200—250 м с преобладанием пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с газами воздушного происхождения.

Е. Е. Кузьминым и В. А. Шубом эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод, формирующихся в четвертичных отложениях, оцениваются в 106 м³/с, в метаморфизованных породах ордовика и силура — в 26 м³/с и в терригенных породах карбона и юры — в 6 м³/с.

5—11. Дархатский, Тункинский, Муйский, Ципиканский, Еравнинский, Читкандинский и Верхне-Чарский артезианские бассейны

Эти небольшие межгорные бассейны изучены очень слабо (Муйский и Читкандинский) или совсем не изучены (Дархатский и Ципиканский), лишь Тункинский бассейн изучен несколько лучше.

Подавляющее число бассейнов находятся в области байкальских складчатых структур. Фундаменты и внешние области питания их, представленные разного плана и масштаба горными сооружениями, сложены главным образом породами архея, протерозоя, нижнего кембрия и нижнего палеозоя и только в некоторых хребтах, высоко поднятых в результате неотектонических движений, в водораздельных их частях наблюдаются более молодые породы.

Хребты представляют собой горсты, а разделяющие их впадины — грабены, чаще всего двусторонние. Лишь Тункинская впадина, ограниченная разломом с одной — северной стороны, является односторонним грабеном. Впадины—это внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов.

В разрезе осадочного чехла одних впадин установлены отложения юры, мела и кайнозоя, других — только юрские и четвертичные, третьих — преимущественно кайнозойские, наконец, четвертых — лишь четвертичные, а подстилающие их более древние образования пока остались невыявленными.

Все артезианские бассейны находятся в области развития криолитозоны, мощность которой с севера на юг заметно уменьшается. Например, в пределах Читкандинского бассейна она составляет 300—500 м, а в Ципиканском не превышает 50 м. Мощность многолетнемерзлых пород в Тункинской впадине, по данным одних исследователей, достигает 900 м, а других — 215 м.

Среди древнейших образований архея, протерозоя, нижнего кембрия и нижнего палеозоя, слагающих внешние области питания бассейнов, развиты гнейсы, метаморфические сланцы, песчаники, конгломераты, гравелиты, известняки, доломиты, метаэффузивы, прорванные докембрийскими и каледонскими гранитоидными и меньше ультраосновными интрузиями.

Подземные воды формируются в зоне экзогенной трещиноватости пород, в карстовых полостях карбонатных толщ, в зонах разрывных дислокаций. Дебиты родников, выходящих из названных пород во внешней области питания Дархатского бассейна, от долей литра до 4 л/с; Тункинского 0,1—1 л/с, в зонах разломов, проходящих в известняках, до 10—15 л/с, в закарстованных известняках и на пересечении разломов с долинами рек 10—340 л/с; Верхне-Чарского на одном из хорошо изученных участков Удоканского хребта 2—10 л/с, в зонах разломов — бортах впадины 50—60 л/с. Здесь же на глубине 50—100 м вскрыты напорные воды, дебиты скважин 0,5—5 л/с при понижении уровней до 5 м.

В кембрийских породах фундамента подземные воды встречены в Еравнинском бассейне на глубине 40—100 м. Напоры 35—100 м, пьезометрические

уровни устанавливаются на глубине 5—13,5 м, в некоторых пунктах до 10 м выше поверхности земли. Дебиты скважин, получающих воду из песчаников и сланцев, 0,3—4,5 л/с при понижениях уровней на 1—61 м, известняков — до 6,7 л/с при понижении уровня до 1 м.

Минерализация воды во внешних областях питания бассейнов слабая (обычно не выше 0,3—0,4 г/л), состав гидрокарбонатный кальциевый, кальциево-магниевый и кальциево-магниево-натриевый.

Юрские отложения установлены в разрезе осадочного чехла Читкандинского и Верхне-Чарского бассейнов и, возможно, имеются в Дархатском бассейне. Мощность их в первом бассейне 850—1250 м, во втором 1000—1600 м. Состоят они из песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, аргиллитов, сланцев и углей. Водоносность пород изучалась в Читкандинской впадине в долине р. Талакон, вода встречена под многолетнемерзлой зоной на глубине 101—160 м. Уровень воды устанавливается выше поверхности земли, иногда до 10 м; дебиты отдельных скважин при свободном изливе превышают 8 л/с.

Нерасчлененные юрско-меловые отложения выполняют Еравнинскую впадину, где они представлены вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 500 м. В базальтах комплекса формируются напорные воды, залегающие на глубине до 85 м. Пьезометрический уровень воды либо поднимается на несколько метров выше поверхности земли, либо устанавливается ниже ее. Дебиты скважин 3,7—4,2 л/с при понижениях уровней на 3,8—17,2 м. Напорные воды встречены также в конгломератах и песчаниках комплекса, однако уровень их нигде не достигает поверхности земли и обычно устанавливается на глубине 12—14 м. Дебиты скважин изменяются от 0,5—0,6 л/с в конгломератах при понижении уровня воды более чем на 10 м до 17 л/с в песчаниках при понижении уровня до 7 м.

Высоководоносны и нижнемеловые отложения, выявленные только в Еравнинском бассейне и предположительно в Дархатском. Водовмещающие породы, как и в предыдущем комплексе, — песчаники, конгломераты, эффузивы кислого состава, их туфолавы, туфы и угли. Дебиты скважин, получающих воду из песчаников, 3,2—7,2 л/с, а из конгломератов — 1,65—2 л/с при понижениях уровней на 34,2 и 1,9—12 м соответственно.

Палеогеновые отложения также установлены в разрезе осадочного чехла Еравнинского бассейна, где они представлены крупнозернистыми песками и валунно-галечными образованиями, залегающими среди глин на глубине 123—135,5 м. Пьезометрические уровни располагаются от 10—15 м ниже поверхности земли до 36 м над ней. Дебиты фонтанирующих скважин 3—5 л/с.

Неогеновые отложения слагают внутренние области питания Тункинского, Дархатского и, по-видимому, Ципиканского и Верхне-Чарского бассейнов. Но в двух последних бассейнах они пока не вскрыты, а в Дархатском водоносность их не изучена. Нижняя часть разреза неогена в Тункинской впадине представлена алевролитами, глинами, песками с прослоями бурых углей и покровами базальтов, распространенными главным образом в северной части впадины. В этих отложениях на разных интервалах разреза вскрыты напорные воды, пьезометрический уровень которых поднимается выше поверхности земли. Так, из песков, конгломератов и песчаников, залегающих на глубине 728—1026 м, приток воды при свободном изливе на поверхность составлял 6—11,2 л/с, температура на устье скважины 38—41° С. Из интервала 1500—1900 м, сложенного песками, песчаниками, углями и базальтами, при свободном изливе воды поступало лишь 0,13 л/с. Температура воды 16° С.

Верхняя часть описываемого разреза представлена охристой свитой, разделяющейся на одноименную подсвиту плиоцена, образованную конгломератами, конгломерато-брекчиями, песками и глинами мощностью 200—480 м, и туфогенно-осадочную подсвиту плейстоцена мощностью 40—300 м, состоящую из песчаников, песков, глин, базальтов и их туфов. В отложениях плиоцена напорная вода вскрывается на глубине 10—350 м, уровни местами поднимаются выше поверхности земли, однако дебиты скважин невысокие (0,005—1,7 л/с).

Четвертичные отложения во внутренних областях питания бассейнов распространены повсеместно. По генезису и составу они довольно разнообразны; наибольшее значение с точки зрения водоносности и скопления ресурсов подземных вод имеют гравийно-песчано-галечные образования аллювия. Максимальной мощностью (до 475 м) четвертичные отложения обладают в Тункинской впадине, где помимо рыхлых образований к ним относятся также покровы базальтов. Там, где эти отложения не промерзлые, вода залегает на глубине 6—8 м, на промерзлых участках вскрывается на глубине 120 м, пьезометрический уровень ее устанавливается на глубине 8 м. Дебиты скважин 1—2 л/с при понижениях уровней до 18 м. В базальтах вода встречена на глубине 300 м, местами она также напорная. Удельные дебиты скважин 0,01—0,3 л/с.

В Муйском бассейне дебиты родников, выходящих из аллювиальных отложений, 0,5—10,2 л/с; в Еравнинском бассейне притоки в скважины, каптирующие воды этих отложений, 1,5—13,8 л/с при понижениях уровней 17—8 м; дебиты родников, питающихся водами аллювия в Верхне-Чарском бассейне, 0,1—60 л/с; высоководоносны по наблюдениям в горных выработках на Уакитском прииске четвертичные отложения Ципиканского бассейна.

Таким образом, в разрезах внутренних областей питания описываемых бассейнов наиболее водоносны четвертичные, главным образом аллювиальные, отложения, из которых выходят достаточно мощные родники, а также отмечаются относительно высокие притоки воды к скважинам, каптирующим их воды. Что касается водоносности более древних образований, то она достаточно пестрая и всецело определяется составом водовмещающих пород. Высоководоносны, как правило, зоны разрывных дислокаций. Из них местами выходят родники с дебитами также в несколько десятков литров воды в секунду.

Четвертичные отложения содержат наименее минерализованную воду. Например, минерализация ее в Дархатском бассейне не превышает 0,3 г/л, в Тункинском 0,16—0,4 г/л, в Муйском 0,05—0,1 г/л, в Еравнинском 0,02—0,3 г/л, в Верхне-Чарском 0,02—0,95 г/л. Состав воды всюду гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный, смешанный по катионам. В бассейнах, в которых вскрыты глубокие напорные воды, минерализация их заметно выше: в Еравнинском 1,2 г/л, в Тункинском 1 г/л. Состав воды сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-карбонатный натриевый. Таким образом, в описываемых бассейнах наблюдается вертикальная, а в отдельных из них и горизонтальная зональность в изменении состава воды. В частности, в Еравнинском бассейне минерализация по направлению от внешней области питания к центральной части внутренней области питания и накопления подземных вод возрастает от 0,1 до 0,8 г/л, а гидрокарбонатный натриевый состав воды изменяется на гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниево-натриевый.

Подземные воды, формирующиеся в зонах разломов, характеризуются более высокой минерализацией по сравнению с водами участков, не затронутых разрывными дислокациями. Подмечены некоторые особенности и в распределении газового состава воды. Так, в Тункинском бассейне в верхних водоносных

горизонтах содержание азота достигает 65,5%, а на глубине 1897—1909 м падает до 2—6%, зато содержание углеводородных газов возрастает здесь до 76,16%, свидетельствуя о смене обстановки формирования подземных вод. Термальные воды установлены в Тункинском, Верхне-Чарском, Дархатском и Ципиканском бассейнах. Помимо них в некоторых артезианских бассейнах имеются проявления холодных углекислых и радоновых минеральных вод, связанных с зонами разрывных дислокаций.

Пополняются ресурсы подземных вод бассейнов преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсационной влаги и потерь поверхностного стока. Разгружаются они, очевидно, через гидрографическую сеть, литологические окна и по зонам разломов, главным образом обрамляющим межгорные впадины. Бассейны находятся в области достаточно высокого увлажнения, характеризуются развитием мощной зоны пресных подземных вод и с полным основанием могут быть отнесены к высокообеспеченным этими водами.

12. Чульманский артезианский бассейн

Чульманский бассейн приурочен к одноименной впадине, расположенной на южной окраине Алданского щита и входящей в единую Южно-Алданскую систему мезозойских впадин (Микунов, 1965).

В геологическом строении бассейна участвуют породы двух структурных ярусов. Нижний ярус, развитый в хребтах Западные Янги и Становом, сложен кристаллическими сланцами, гранитами и гнейсами архейского и протерозойского возраста. Верхний ярус, выполняющий впадину, представлен известняками и доломитами нижнего кембрия (150—180 м), распространенными преимущественно на северной окраине структуры, и главным образом юрской толщей, состоящей из переслаивающихся песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью от 500 м на севере впадины до 4000 м и более на юге.

Чульманская впадина представляет собой асимметричный предгорный прогиб, северный склон которого вначале пологий резко опускается в южном направлении до абсолютных отметок —4800 м. С юга структура ограничена крутым надвигом докембрийских кристаллических пород на юрские. Алданское поперечное поднятие архейских пород (Микунов, 1964) разделяет прогиб на две части: Усмунскую впадину на западе и Алдано-Чульманскую на востоке. Каждая из них соответствует артезианскому бассейну второго порядка.

Толща магматических и метаморфических пород докембрия, слагающая внешнюю область питания бассейна, обладает относительно однородными гидрогеологическими свойствами и потому объединяется в один водоносный комплекс. Характер обводненности пород его определяется особенностями распространения многолетнемерзлой зоны и их трещиноватостью. Несколько скважин, пробуренных в данном комплексе до глубины 100—200 м, не вышли из пределов этой зоны, имевшей температуру пород от —1,4 до —6,4° С. Многолетнемерзлые породы, распространенные здесь повсеместно, препятствуют инфильтрации атмосферных осадков в глубь толщи и формированию подземных вод зоны активного водообмена. Под толщей промороженных пород подземная вода накапливается в локальных зонах тектонических нарушений, отличается напорным режимом и вскрывается на значительной глубине. Во внешней области питания подобные воды вскрыты на глубине около 400 м в местности Дёс в хр. Западные Янги. Состав их гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый, минерализация 1,12 г/л. Дебиты редких родников, выходящих из сезонноталого слоя докембрийских пород, не превышают 0,5 л/с,

минерализация воды очень слабая (до 0,05 г/л), состав гидрокарбонатный кальциевый или натриевый.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна выделяются два водоносных комплекса: нижнекембрийский и юрский.

Нижнекембрийский водоносный комплекс развит исключительно на северной окраине бассейна. Водовмещающие породы его представлены главным образом толщей известняков. Сильная закарстованность этой толщи и обширные таliки в ее пределах обеспечивают активные процессы инфильтрации атмосферных осадков. Водоносность известняков возрастает прямо пропорционально увеличению их мощности. Если последняя не превышает 50 м, постоянный водоносный горизонт в них чаще всего отсутствует. При возрастании мощности до 100 м большинством скважин в известняках вскрывается постоянный безнапорный горизонт трещинно-карстовых вод, зеркало которого в общем повторяет формы поверхности рельефа. Глубина залегания подземных вод 5—20 м, мощность водоносного горизонта 40—75 м. Режим подземных вод зависит от режима атмосферных осадков. Максимальное стояние уровней воды в скважинах наблюдается с августа по октябрь и следует непосредственно за периодом летне-осенних дождей, минимальное отмечается в мае. Коэффициенты фильтрации пород, рассчитанные по откачкам из скважин, 0,13—2 м/сут. Постепенно опускаясь под покров юрской толщи, нижнекембрийские водоносные отложения образуют с последней единую гидродинамическую систему. Для сравнения водоносности этих отложений были проведены опытные откачки, при которых сначала опробовалась водоносность юрских отложений, а затем нижнекембрийских. Результаты показали, что вскрытие кембрийских отложений обеспечивает резкое повышение удельных дебитов скважин по сравнению с удельными дебитами, полученными при откачке воды только из юрской толщи. Следовательно, несмотря на небольшую мощность, нижнекембрийские отложения сосредоточивают большие запасы подземных вод, принимающие активное участие в питании подземных вод юрских пород.

Разгружается нижнекембрийский водоносный комплекс преимущественно субаквально. Среди родников выделяются мощные выходы подземных вод в долине р. Юхты, растянутые на 15 км и обеспечивающие последней круглогодичный сток с расходом в зимнее время около 2 м³/с. Минерализация подземных вод 0,2—0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и магниевый.

Подземные воды юрского водоносного комплекса имеют наибольшее распространение в пределах бассейна и подчиняются вертикальной гидродинамической зональности (Вельмина, Уземблo, 1959; Суходольский, 1958). Каждая из зон отличается водоносностью пород, глубиной залегания подземных вод, отношением к многолетнемерзлым породам, режимом, химическим составом, особенностями питания и разгрузки.

Первая, или верхняя, гидродинамическая зона включает толщи юрских пород, залегающие выше уровня базиса эрозии наиболее крупных дрен бассейна — рек Унгры и Тимптона. Мощность зоны в зависимости от абсолютных отметок поверхности земли колеблется от 300 до 500 м. Подземные воды ее на площади впадины распространены повсеместно и имеют свободную поверхность зеркала воды, в общем повторяющую формы рельефа. Глубина их залегания колеблется от 5—10 м в долинах до 70—150 м, иногда более на водоразделах. Подземные воды зоны контактируют непосредственно с многолетнемерзлыми породами. Особенно широко эти контакты развиты в долинах рек, где мерзлые породы обладают максимальными мощностями. Здесь воды часто приобретают местный напор величиной от 13 до 60 м. Водоносность юрских пород заметно

возрастает с глубиной. Верхние 150—200 м толщи (считая от водоразделов) сдренированы реками и дают ничтожные водопритоки при откачках из скважин. Ниже среза местных водотоков юрские породы обводнены постоянно, средние водопритоки при откачках по сравнению с вышележащими породами возрастают здесь в 10—30 раз. Уровень подземных вод верхней зоны колеблется по сезонам года в зависимости от количества осадков. Максимальных значений он достигает в августе — сентябре, минимальных — в апреле — мае. Амплитуды колебания уровней изменяются от 30 до 60 м, что объясняется наличием экрана мерзлых пород на склонах.

Химический состав подземных вод зоны активного водообмена весьма однороден. Это — ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды с минерализацией 0,15—0,2 г/л и температурой не более 5° С.

Пополняются запасы подземных вод верхней зоны в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Площади областей питания совпадают с областями распространения осадочных пород. Наиболее благоприятны условия питания в северных и центральных частях структуры, где обширные поверхности водоразделов сложены талыми породами.

Разгружаются подземные воды преимущественно субаквально в русла рек и ручьев, так как на склонах широко развиты многолетнемерзлые породы. В зимнее время воды родников замерзают, образуя наледи. Последние обычно однолетние, их протяженность до 1 км при ширине 200—300 м и толщине льда 2—2,5 м. Дебиты наледеобразующих родников 10—50 л/с. За счет подземных вод верхней зоны формируются и крупнейшие Тимптонские родники, площадь питания которых охватывает всю северо-восточную часть бассейна. Общий дебит родников, выходящих в днище долины р. Тимптон, близ устья рч. Барылас на протяжении 2 км составляет 6 м³/с. Судя по приведенным данным, породы зоны активного водообмена обладают высокой водоносностью.

Все характеристики подземных вод верхней зоны позволяют считать их грунтовыми, подверженными активному дренирующему влиянию речной сети. Основное направление движения этих вод на большей части территории бассейна северное, согласное с направлением стока речной сети.

Вторая, или средняя, гидродинамическая зона включает толщу пород, залегающую ниже базиса эрозии основных дрен района — Унгры и Тимптона (ниже абс. отм. 500 м). Граница между первой и второй гидродинамическими зонами представляет собой переходную зону, где подземные воды постепенно приобретают признаки артезианских: высокие напоры, устойчивый режим, повышенную минерализацию. Мощность переходной зоны в разрезе около 200 м. Глубина вскрытия напорных вод от поверхности земли 250—400 м. Величина напоров 50—400 м.

О высокой водоносности толщи пород, входящей во вторую гидродинамическую зону, свидетельствуют данные откачек из скважин, при которых удельные дебиты в среднем составляли 1,5—3 л/с, иногда более. Кроме того, на площади бассейна имеется около 30 фонтанирующих скважин с дебитами на изливе 0,5—30 л/с. Дебиты родников, питающихся или подпитывающихся артезианскими водами второй зоны, весьма разнообразны и в зависимости от условий выхода колеблются от 0,5 до 100 л/с. В основной же зоне разгрузки артезианских вод — приконтактовой полосе вдоль надвига докембрийских пород на юрские — общий дебит родников оценивается С. М. Фотиевым (1965) в 3000 л/с; при этом дебит отдельных родников изменяется от 70 до 600 л/с. Напорные воды средней гидродинамической зоны являются серьезным

препятствием при проходке глубоких горных выработок и совершенно не поддаются устранению путем откачек.

Режим артезианских вод, судя по наблюдениям за фонтанирующими скважинами, постоянный в течение года.

Средняя гидродинамическая зона распространяется в юрской толще с глубины около 500 м по крайней мере до 1500 м от поверхности земли. Скважинами же вскрыты лишь верхние 700 м разреза этих отложений, т. е. самая верхняя часть его. Поэтому опробование скважин дает нам представление о химическом составе воды лишь этой части гидродинамической зоны. Однако и здесь совершенно четко прослеживается тенденция увеличения общей минерализации и постепенной смены с глубиной гидрокарбонатного состава вод на сульфатный и хлоридный. Это особенно заметно на примере родников, выводящих подземные воды с бóльших глубин, чем скважины. Высокие температуры подземных вод (17—50 С), отмечающиеся в долинах рек Мал. Нахот, Олёкма и Тупгурчакан, указывают, что подземные воды поднимаются с больших глубин.

Таким образом, наряду с гидродинамической зональностью в бассейне имеется и гидрохимическая, которая не отождествляется с гидродинамической, хотя и обусловливается ею. Зона пресных вод Чульманского артезианского бассейна значительно превышает верхнюю зону грунтовых вод, распространяясь в глубь напорных горизонтов и достигая мощности 700—800 м. Главные области питания подземных вод второй зоны расположены на северной окраине Чульманской впадины, где выходят на поверхность отложения всех трех свит юры и подстилающие их закарстованные нижнекембрийские карбонатные породы. Подземные воды последних характеризуются прочной гидравлической связью с водами юры. Здесь также наблюдается широкое развитие талых пород на плоских водоразделах, способствующее активной инфильтрации теплых летних осадков. Просочившись в глубь осадочной толщи, подземные воды по уклону докембрийского кристаллического ложа начинают двигаться в глубь бассейна на юг. Именно в области своего транзита они приобретают все признаки артезианских: удаляются от областей питания, мощная толща перекрывающих флишеобразных отложений мешает их свободной связи с поверхностью земли, у них появляется напор, повышается минерализация, меняется химический состав. Серия мощных тектонических нарушений на юге бассейна выводит артезианские воды на поверхность. Основное направление движения артезианских вод — южное соответствует уклону докембрийского ложа фундамента и противоположно северному направлению грунтового стока впадины.

Третья, или нижняя, гидродинамическая зона, наличие которой пока можно только предполагать, видимо, приурочена к глубоким грабенам в докембрийском фундаменте, расположенном на глубине 2000—4800 м от поверхности земли. Если даже обводнена лишь часть грабенов, то эта зона должна характеризоваться весьма затрудненными связями с поверхностью земли и замедленным стоком. На таких глубинах можно ожидать наличие высоконапорных вод хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава, высокой минерализации и температуры. В целом описываемый бассейн богат пресными подземными водами.

III. ЯНО-КОЛЫМСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Яно-Колымский гидрогеологический район занимает обширную (около 1,5 млн. км²) площадь, расположенную на северо-востоке Азии (см. рис. 1). Он рассматривается нами как единый крупный артезианский бассейн, хотя в дей-

ствительности, по-видимому, состоит из нескольких более мелких бассейнов, пока не выявленных.

Горные сооружения, представляющие внешнюю область питания бассейна, расположены в его западной, южной и восточной частях. Внутренняя область питания и накопления подземных вод располагается в северной части. Она включает Яно-Индигирскую, Колымскую, Абыйскую низменности и Ожогинский дол.

Территория бассейна относится к Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. Структурный план ее определяется сочетанием крупных Колымского срединного и Омолонского остаточного массивов и собственно мезозойских антиклинорных и синклинорных сооружений. Основные структуры, сложенные породами главного геосинклинального (верхоянского) комплекса, окружают Колымский массив и имеют очень крупные размеры. К тектоническим формам орогенного яруса относятся Яно-Индигирская, Колымо-Индигирская и Зырянская крупные наложенные впадины и Эльгено-Буюндинская, Аркагалинская, Балыгычано-Сугойская и другие мелкие межгорные впадины.

В геологическом строении внешней области питания бассейна участвуют породы докембрия, нерасчлененного палеозоя, девона, перми, триаса, юры, интрузивные и эффузивно-осадочные образования юры — палеогена.

Комплекс докембрийских пород распространен в некоторых блоках Юкагирского и Омолонского поднятий. Он сложен амфиболитами, гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, известняками. В зоне сезонного оттаивания в этих породах формируется горизонт грунтовых вод, воды более глубоких частей разреза выходят через сквозные талики под руслами рек и в зонах тектонических нарушений. Дебиты родников 0,02—5 л/с. Вода гидрокарбонатная и сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,07—0,9 г/л.

Нерасчлененные отложения палеозоя представлены известняками, доломитами, мергелями и известково-глинистыми сланцами общей мощностью до 10 000—12 000 м. Дебиты родников из этих пород 0,2—15, иногда до 1400 л/с. В местах выхода родников, связанных с тектоническими нарушениями и карстовыми полостями, часто формируются крупные (более 10 тыс. м³) наледи. Вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая или кальциево-магниевая с минерализацией 0,1—0,65 г/л.

Толща пород девона распространена на площади Омолонского массива. В разрезе ее наблюдаются главным образом вулканогенные образования различного состава, к которым приурочено несколько родников с дебитами 0,5—10 л/с.

Отложения перми, триаса и юры сложены песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами мощностью до 20 000 м. Дебиты скважин, вскрывших напорные воды в этих породах, 0,2—12 л/с; дебиты родников 0,5—6 л/с; некоторые родники, находящиеся в зонах разломов, имеют расходы 120—200 л/с. Вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная натриево-кальциевая, минерализация ее 0,1—0,6, иногда до 1,5—2 г/л.

Граниты и гранодиориты юры — палеогена обводнены в зоне экзогенной трещиноватости, на участках тектонических нарушений и в приконтактовых зонах их с другими породами. Формирующиеся в них воды имеют напорный режим, в некоторых пунктах пьезометрический уровень поднимается выше поверхности земли. Дебиты скважин достигают 10 л/с, родников 0,01—25 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,1—0,4 г/л.

Вулканогенно-осадочные образования юры — палеогена развиты на площади Алазейского и Момского поднятий. Они представлены липаритами, кварцевыми порфирами, дацитами, андезитами, туфогенными песчаниками и туфами мощностью 200—250 м. О высокой водоносности пород можно судить лишь по гигантским наледям, наблюдаемым в поле их развития, так как другие водопроявления вследствие глубокой промороженности в них отсутствуют.

В составе осадочного чехла внутренней области питания бассейна преобладают мощные толщи морских и континентальных терригенных и вулканогенно-осадочных образований юрского и мелового возраста.

Подземные воды юрских отложений совершенно не изучены. В меловых отложениях напорная подмерзлотная вода встречена единичными скважинами в Зыряпской впадине на глубине до 240 м. Водовмещающие породы представлены песчаниками, дебиты скважин не превышают 0,1 л/с, минерализация воды 0,7 г/л. Питание и разгрузка подземных вод осуществляются через сквозные талики под руслами рек, в зонах разломов и интрузивных контактов.

Верхнюю часть осадочного чехла впадин слагают четвертичные отложения мощностью 200—250 м. Породы промерзлы на всю мощность и вода в них встречается лишь в устойчивых подрусловых таликах и в сезонноотаивающем слое. Дебиты родников 0,1—3 л/с, скважин до 3—6 л/с, иногда десятки литров в секунду. Минерализация воды 0,02—0,5, редко до 1 г/л.

В пределах описываемого бассейна, в огромной внешней области его питания располагаются Эльгено-Буюндинская, Аркагалинская и Балыгычано-Сугойская впадины, которые можно рассматривать в качестве внутренних областей питания небольших бассейнов более высокого порядка. Они выполнены меловыми или неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью 500—1500 м. Все впадины до глубины 18—220 м промерзлы и содержат напорную воду. Уровень последней в некоторых впадинах выше поверхности земли. Дебиты скважин 0,01—9,2 л/с, минерализация воды 0,6—7,5 г/л; в некоторых впадинах она с глубиной возрастает. В северной части Балыгычано-Сугойской впадины на контакте меловых и юрских пород встречены родники, вода которых имеет сульфатный магниевый состав и минерализацию 54,9—67,7 г/л.

К зонам разломов Яно-Колымского артезианского бассейна приурочены выходы теплых подземных вод. Один из источников — Сатыган-Сылба с температурой воды 26° С находится в верховье Индигирки. Вода хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,5 г/л. Не исключено, что термальные воды распространены и во внутренней области питания бассейна ниже зоны многолетнемерзлых пород.

IV. ЧАУН-ЧУКОТСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот гидрогеологический район занимает крайнюю северо-восточную часть материка. В тектоническом отношении бо́льшая (северная) часть его находится в области развития мезозойской складчатости, южная входит в состав Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На площади района располагаются два артезианских бассейна — Чаунский и Северо-Чукотский. Вследствие слабой изученности бассейнов они описываются совместно.

Во внешних областях питания бассейнов развиты докембрийские, нижнепалеозойские и триасовые метаморфические и осадочные породы, мезозойские и кайнозойские эффузивы и разновозрастные интрузивные образования.

Докембрийские отложения — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки — обнажаются на Чукотском полуострове. Они характе-

ризуются локальной обводненностью, связанной с тектоническими нарушениями, и участками повышенной трещиноватости. Дебиты родников 1—10 л/с. Минерализация воды 0,8—1,5 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный.

Нижнепалеозойские отложения распространены на Чукотском полуострове, а также в районе, прилегающем к морскому побережью восточнее Чаунской губы (Куульский антиклинорий). Они представлены сланцами, песчаниками, известняками, мраморами, местами доломитами. Дебиты скважин и родников составляют несколько литров в секунду. Вода гидрокарбонатная кальциевая или натриевая с минерализацией до 1 г/л.

Отложения триаса представлены песчаниками и сланцами с прослоями туфов и конгломератов. Дебиты скважин, получающих питание из этих пород, 0,2—4,5 л/с, минерализация воды от 0,25—1 г/л в центральной части района в бассейнах рек Иультин и Кульней до 32 г/л на морском побережье (руч. Певек в 12 км от моря).

Мезозойские и кайнозойские эффузивы состоят из андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов, туфов и туфобрекчий. По-видимому, в этой толще формируются напорные подмерзлотные пресные воды гидрокарбонатного кальциевого или магниево-кальциевого состава, водоносность пород слабая. Довольно широко развитые здесь интрузивные породы представлены гранитами, гранит-порфирами, сиенитами, щелочными гранитами, диоритами, габбро. Породы по аналогии с другими районами характеризуются пестрой и в целом невысокой водоносностью. Минерализация воды не превышает 0,1—0,2 г/л.

Внутренними областями питания и накопления подземных вод бассейнов являются Чаунская и Северо-Чукотская впадины, выполненные, очевидно, образованиями орогенного яруса верхнеюрско-нижнемелового возраста, на которых залегают четвертичные отложения. В юрских и меловых породах воды залегают ниже многолетнемерзлой зоны на глубине 100—300 м. Воды обладают высокими напорами, сильно минерализованы и имеют хлоридный натриевый состав. Верхнюю часть осадочного чехла впадин слагают четвертичные отложения мощностью до 25 м. Водоносны они лишь в слое сезонного оттаивания и на участках развития подрусловых таликов. В последних минерализация воды 0,02—0,25 г/л, дебиты скважин от 0,01 л/с в морских глинистых песках до 4 л/с в аллювиальных песчано-галечных образованиях. Дебиты некоторых родников, питающихся подрусловыми потоками, достигают 10—60 л/с.

В восточной части Чаун-Чукотского района находятся Кукунские и Нешкинские азотные термальные источники. Температура воды их соответственно 61 и 45° С, а минерализация 4,6 и 35,5 г/л при очень сходном хлоридном натриево-кальциевом составе. У северо-западной оконечности Мечигменской губы известен Лорийский углекислый источник с гидрокарбонатно-хлоридной кальциево-магниево-натриевой водой. В целом территория района относится к хорошо обеспеченной пресными подземными водами.

V. СЕЛЕНГИНО-БАЙКАЛЬСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Селенгино-Байкальский гидрогеологический район, на площади которого находятся самые глубоководные озера Восточной Сибири и Северной Монголии — Байкал и Хубсугул, расположен между Западно-Сибирским районом на крайнем западе, Восточно-Сибирским на севере, Монголо-Амурским на востоке и Центрально-Азиатским на юге (см. рис. 1). В пределах района располагается 11 артезианских бассейнов.

1—11. Байкальский, Удино-Селенгинский, Тугнуйский, Хангай-Хэнтэйско-Яблоновый, Чикойский, Хубсугульский, Мурэнский, Угэйнурский, Улан-Баторский, Налайхинский, Тухумыйннурский артезианские бассейны

Названные бассейны не одинаковы по размерам. Одни из них довольно крупные (Байкальский, Удино-Селенгинский, Хангай-Хэнтэйско-Яблоновый), другие небольшие (Налайхинский, Мурэнский). Изучены они в целом недостаточно, а такие, как Хубсугульский, Мурэнский, Угэйнурский, Тухумыйннурский, расположенные на территории Монголии, почти совсем не изучены.

Внешние области питания бассейнов представлены хребтами Приморским, Байкальским, Верхне-Ангарским, Икатским, Хамар-Дабан, Цаган-Дабан, Заганским, Хангайским, Хэнтэйским, Яблоновым, Малханским, Восточным Саяном, Хардыл-Сардык, Баян-Ула и др.

В геологическом строении хребтов участвуют отложения архея, протерозоя, нижнего кембрия, нижнего, среднего и верхнего палеозоя, мезозоя, триаса — нижней юры, кайнозойские эффузивы, а в расчленяющих их долинах — четвертичные, преимущественно аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования. Широко распространены интрузивные породы докембрийской, каледонской, варисской и мезозойской магматических эпох.

Состав пород чрезвычайно разнообразен. В разрезе докембрийских толщ установлены кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки, метаэффузивы, амфиболиты; палеозойские отложения представлены метаморфическими песчаниками, сланцами, конгломератами, известняками, аргиллитами, алевролитами, мергелями, эффузивами кислого, основного и среднего состава; наблюдаемые в некоторых горных системах мезозойские образования сложены главным образом осадочно-эффузивными породами, а кайнозойские — базальтами, долеритами, андезито-базальтами и их туфами. Весьма разнообразна гамма разновозрастных интрузивных пород, среди которых чаще всего встречаются граниты, гранодиориты, сиениты и монцониты.

Внутренними областями питания и накопления подземных вод бассейнов являются межгорные впадины. В некоторых бассейнах имеется по одной впадине, в других по нескольку небольших, разделенных поднятиями фундамента.

Впадины выполнены главным образом континентальными юрскими и меловыми, меньше кайнозойскими образованиями. Однако полный разрез этих комплексов имеется лишь в части впадин, в ряде впадин некоторые из них выпадают из разрезов, свидетельствуя о значительных поднятиях отдельных участков земной коры и о перерывах в осадконакоплении в соответствующие эпохи.

Мощность указанных отложений во впадинах также неодинакова, что говорит о различной глубине их прогибания. Например, во впадинах Байкальского бассейна она достигает 4500 м, в Гусиноозерской и Кижинго-Кудунской впадинах Удино-Селенгинского бассейна составляет соответственно 2620 и и 2200 м, во впадине Тугнуйского бассейна превышает 1000 м.

Состав отложений, заполняющих впадины, более или менее одинаков. Так, юрские отложения представлены преимущественно конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Из эффузивных образований в них отмечаются породы кислого, среднего и основного состава. Для меловых (нижнемеловых) отложений характерны конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, глины, глинистые сланцы, местами угли, эффузивы главным образом среднего и основного состава. Палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения представлены главным образом песчано-глинистыми

образованиями, среди которых местами встречаются покровы основных эффузивов.

Для осадочного чехла впадин характерна чрезвычайная невыдержанность состава в разрезе и по простиранию. В некоторых впадинах, сохранивших древние контуры бассейнов осадконакопления, наблюдается более грубый состав отложений в прибортовых частях и более тонкий в центральных.

Структура бассейнов в целом сложная, но более или менее однотипная для всех бассейнов. Внешние области питания, представленные перечисленными хребтами, — это горсты, а разделяющие их впадины — грабены или грабен-синклинали, среди которых различаются односторонние и двусторонние. К первым относятся впадины Байкальского бассейна, Верхне-Оронгойская, Кижинго-Кудунская и Гусиноозерская впадины Удино-Селенгинского бассейна, Верхне- и Средне-Хилокские впадины и Чикой-Хилокская впадина Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна, Хубсугульская впадина одноименного бассейна. К односторонним грабенам относятся Попереченская и Нижне-Оронгойская впадины Удино-Селенгинского бассейна, впадина Чикойского бассейна. Структуры некоторых впадин из-за слабой изученности недостаточно ясны.

Некоторые впадины осложнены поперечными разломами, разбившими их на серию блоков, опущенных или поднятых относительно друг друга на разную высоту, отчего мощность осадочных отложений в различных частях впадин неодинакова и обычно в таких впадинах выделяются структуры более высокого порядка (Кижинго-Кудунская, Верхне- и Средне-Хилокские, Чикой-Хилокская Чикойская, Улан-Баторская).

Занимая огромную площадь бассейна р. Селенги, район характеризуется развитием многолетнемерзлых пород островного типа мощностью на юге первые десятки метров, редко до 100 м, а на севере до 200 м.

Во внешних областях питания артезианских бассейнов подземная вода формируется в зоне экзогенной трещиноватости пород, мощность которых в зависимости от рельефа, особенностей тектонического строения, состава и других природных факторов изменяется от 5 до 120 м, а в отдельных местах достигает 150—200 м. Существенные скопления подземных вод часто наблюдаются в закарстованных карбонатных породах. Глубина залегания подземных вод определяется этими же природными особенностями. В понижениях рельефа при хорошо и равномерно развитой системе трещин она вскрывается на глубине первых метров, а на склонах гор и их водоразделах — нескольких десятков метров, иногда более 100 м. Воды свободные и напорные, пьезометрические уровни в отдельных пунктах поднимаются выше поверхности земли, но чаще не достигают ее.

Водоносность пород пестрая. Например, дебиты родников, питающихся водами метаморфических пород докембрия в горном обрамлении Усть-Селенгинской впадины Байкальского бассейна, изменяются от 0,5 до 4 л/с, в Баргузинской впадине того же бассейна — до 3 л/с; закарстованные известняки питают родники с дебитами 0,5—200 л/с, суммарный до 4 м³/с. Дебиты родников, выходящих из песчаников и сланцев нижнего кембрия, 0,15—10 л/с, а из разновозрастных гранитов — 0,5—3 л/с. Примерно такой же неравномерной водоносностью характеризуются породы внешних областей питания других артезианских бассейнов. Высоководоносны аллювиальные отложения речных долин, расчленяющих эти области. Вода в них обычно залегает на незначительной глубине, на большей площади распространения свободная, мощность водовмещающих пород в некоторых долинах 50—70 м и более. Дебиты скважин, пройденных в долинах рек Орхон и Селенга на территории Монголии, 1—18 л/с,

а в устье р. Хара перед впадением ее в р. Орхон 65—125 л/с при максимальном понижении уровня до 17 м.

Минерализация подземных вод, формирующихся во внешних областях питания бассейнов, независимо от состава пород, колеблется от 0,02—0,03 г/л в водораздельных частях хребтов до 0,5, редко 0,8 г/л у их подножий. Воды с минерализацией до 0,5 г/л преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые, кальциево-магниево-натриевые, кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и кальциево-натриевые; более минерализованные воды имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый состав.

В немногих артезианских бассейнах подземные воды вскрыты в их фундаментах, сложенных древнейшими осадочно-метаморфическими комплексами пород. В Баргузинской и Усть-Селенгинской впадинах Байкальского бассейна они залегают на глубине 15—1800 м, а в Боргойской впадине Удино-Селенгинского бассейна — 943 м и прослежены до глубины 980 м. Водоносность пород слабая, дебиты скважин в первых двух впадинах 0,4—1,4 л/с, в Боргойской впадине 1,1 л/с при понижении уровня воды до 200 м. В обоих бассейнах вода напорная с минерализацией в первом бассейне 0,1—0,15 г/л, а в Удино-Селенгинском 3,9 г/л. Состав ее изменяется соответственно от гидрокарбонатного натриевого до сульфатно-хлоридного натриевого.

В зонах разрывных дислокаций водоносность пород выше. Например, дебиты родников, находящихся в зонах разломов Байкальского бассейна, достигают 30 л/с; дебиты скважин в зоне разлома Удинской впадины Удино-Селенгинского бассейна составляют 46,3—55,5 л/с при понижении уровней до 22 м, а в Кижинго-Кудунской впадине того же бассейна — 15—24 л/с при очень незначительном снижении уровней. Высокими дебитами обладают родники в зонах разломов Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна (до 50—100 л/с). В Налайхинском бассейне при проходке ствола шахты «Налайха капитальная» приток воды из зоны разлома в нижнемеловых песчаниках достигал 70 л/с.

Рассмотрим особенности формирования подземных вод во внутренних областях питания артезианских бассейнов. Как отмечалось, водовмещающие породы юрских и нижнемеловых отложений близки между собой и характеризуются быстрой сменой состава в разрезах и по простиранию. Вследствие этого выдержанные водоносные горизонты в них отсутствуют. Однако переслаивание в разрезах водоносных пород (песчаников, конгломератов и др.) с глинами и аргиллитами создает благоприятные условия для формирования здесь напорных горизонтов, число которых в отдельных бассейнах в пределах изученных относительно небольших глубин чаще составляет 3—4, редко достигает 6. Пьезометрические уровни воды устанавливаются как ниже, так и выше поверхности земли, иногда на довольно значительной высоте. Например, в Удино-Селенгинском бассейне в Поперечинской впадине они поднимаются на 6—13,5 м над поверхностью земли, в Верхне-Оронгойской впадине того же бассейна на 0,75—1 м, в Гусиноозерской на 0,2—14 м, в Верхне-Хилокской впадине Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна на 1,4—10,2 м, в Чикойском бассейне на 1,5 м и т. д. Пьезометрические уровни возрастают от внешних областей питания к внутренним, где достигают максимального значения. Безнапорные воды в описываемых отложениях встречаются редко и преимущественно на участках, примыкающих к внешним областям питания бассейнов, главным образом к верхним частям их разрезов, в которых водоупорные пачки встречаются не часто, а больше развиты грубые разности пород.

В соответствии с составом последних находится и их водоносность, которая в целом может быть охарактеризована как пестрая. Дебиты скважин, вскрыв-

ших воду в юрских эффузивных породах Поперечинской впадины, 0,9—2,6 л/с при понижении уровней от 5 до 23 м; дебиты скважин при свободном изливе воды, поступающей из юрских осадочных отложений той же впадины, 0,5 л/с. Притоки воды к скважинам, пройденным в нижнемеловых отложениях Удинской впадины, не превышают 1—2 л/с при понижениях уровней до 50 м. Примерно такие же дебиты характерны для нижнемеловых отложений Верхне- и Нижне-Оронгойских впадин при свободном изливе воды. Дебиты скважин, каптирующих воду нижнемеловых отложений в Гусиноозерской впадине, 0,3—4,5 л/с при понижениях уровней от 15 до 1,3 м, причем с глубиной водоносность пород падает. Пестрая водоносность нижнемеловых отложений наблюдается в Боргойской впадине, дебиты скважин здесь изменяются от 0,15—0,2 л/с в алевролитах и аргиллитах при понижении уровней на 50 м и менее до 4—5 л/с в песчаниках при понижении уровней на 20 м. В среднеюрских угленосных отложениях Тугнуйского бассейна удельные дебиты скважин не превышают 0,2 л/с, дебиты фонтанирующих скважин 3,6 л/с; в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях дебиты скважин достигают 18—20 л/с при понижении уровня не более 3 м. Высокой водоносностью характеризуются верхнеюрско-нижнемеловые отложения Верхне- и Средне-Хилокских впадин Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна, минимальные дебиты скважин 2,15—4,5 л/с, максимальные 11—20,3 л/с. В Чикойском бассейне дебиты фонтанирующих скважин, вскрывших разные горизонты среднеюрско-нижнемеловых отложений, 2—15 л/с. Водоносность нижнемеловых отложений Налайхинского бассейна в Монголии и Чикой-Хилокской впадины Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна слабая.

Водоносность палеоген-неогеновых отложений изучалась в немногих местах. В Поперечинской впадине Удино-Селенгинского бассейна напорная вода с пьезометрическим уровнем, поднимающимся до 6 м выше поверхности земли, встречена на глубине 50 м, дебит скважины при свободном изливе воды 0,5 л/с. Примерно такая же водоносность этих пород в Удинской впадине того же бассейна. В Чикой-Хилокской впадине Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна вода в этих отложениях встречена на глубине 8—41 м, уровень установился на глубине 2—11 м, дебиты скважин 0,7—11,2 л/с при понижениях уровней на 1,6—37 м.

Подземные воды неогеновых отложений изучены в Усть-Селенгинской и Баргузинской впадинах Байкальского бассейна. В первой из них вода залегает на глубине 1—605 м, мощность водоносных пород достигает 2800 м, напоры от нескольких до 2160 м, местами устанавливаются выше поверхности земли. Дебиты скважин при изливе воды достигают 5 л/с, но в отдельных пунктах составляют доли литра в секунду. Примерно такая же пестрая водоносность этих отложений в Баргузинской впадине. Дебиты скважин здесь 0,05—8,1 л/с.

Неогеновые отложения Удинской впадины Удино-Селенгинского бассейна более водоносны, чем Байкальского. В различных частях ее выявлено от 1 до 4 гидравлически связанных водоносных горизонтов мощностью 10 м каждый, сложенных песчаниками, конгломератами и песками. Дебиты скважин 0,6—14,4 л/с при понижениях уровней от 0,9 до 37 м. В Боргойской впадине этого бассейна водоносность описываемых отложений слабая.

Кайнозойские базальты в Поперечинской и Боргойской впадинах Удино-Селенгинского бассейна и Чикой-Хилокской впадине Хангай-Хэнтэйско-Яблонового бассейна характеризуются пестрой водоносностью. Дебиты скважин достигают 4—5 л/с, а отдельных родников составляют несколько десятков литров в секунду.

Четвертичные отложения широко распространены во внутренних областях питания всех бассейнов. Важнейшее значение среди них имеют аллювиальные образования речных долин, в которых аккумулируются значительные ресурсы пресных подземных вод. В пойменных частях долин вода обычно залегает на глубине 1—5 м, на высоких террасах 18—20 м, редко глубже. Водовмещающие породы представлены гравийно-галечными песками и супесями. Там, где в разрезах аллювия встречаются прослои глин и жирных суглинков, вода приобретает местный напор. В Тугнуйском бассейне пьезометры поднимаются выше поверхности земли. Водоносность отложений пестрая, но в целом высокая. Дебиты скважин в аллювии Байкальского бассейна 40 л/с; в Удино-Селенгинском бассейне в Поперечинской впадине 1—4 л/с, в Удинской впадине до 6 л/с на высоких террасах речных долин и до 30, а местами 50—70 л/с в поймах рек, в Боргойской впадине 1,5—5 л/с; в Тугнуйском бассейне 4—5 л/с в древнеаллювиальных отложениях и 0,1—10 л/с в отложениях современного аллювия; в Улан-Баторском бассейне в долине р. Толы 2,1—10,2 л/с и т. д.

В зонах активного водообмена внутренних областей питания бассейнов развиты главным образом гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды смешанного катионного состава с минерализацией до 1, редко до 2 г/л, в зонах затрудненного водообмена — солоноватые воды с минерализацией не более 5 г/л. Таким образом, в ряде бассейнов в распределении минерализации и химического состава подземных вод имеется как горизонтальная, так и вертикальная зональность.

Горизонтальная зональность, в частности, хорошо выражена в Байкальском бассейне, в Удинской, Нижне-Оронгойской и Боргойской впадинах Удино-Селенгинского бассейна. Для Удинской впадины характерно закономерное возрастание минерализации воды от горного обрамления к центру впадины, где она достигает 1,2 г/л при одновременном изменении гидрокарбонатного кальциевого состава на сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В Нижне-Оронгойской впадине от внешней области питания к ее центру минерализация воды увеличивается от 0,3 до 1,5 г/л, при этом гидрокарбонатный кальциевый состав ее изменяется на сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый. В Боргойской впадине гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые воды с минерализацией до 0,5 г/л, формирующиеся у ее горного обрамления, в центральной части становятся гидрокарбонатно-сульфатными натриево-магниево-кальциевыми и приобретают минерализацию 1—2 г/л. В Налайхинском бассейне минерализация воды нижнемеловых отложений изменяется от 0,32 г/л в его краевой части до 1,4 г/л в центральной, состав воды первой гидрокарбонатный кальциево-магниевый, второй сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Вертикальная зональность в изменении химического состава воды установлена в Байкальском бассейне, в Нижне-Оронгойской и Боргойской впадинах Удино-Селенгинского бассейна и в Тугнуйском бассейне.

В Байкальском бассейне минерализация подземных вод четвертичных и верхней части разреза неогеновых отложений 0,08—0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый. В средней части разреза до глубины 2150 м минерализация воды возрастает до 0,4 г/л, а состав становится гидрокарбонатным натриевым. На более значительных глубинах минерализация увеличивается до 0,5—3,1 г/л, а состав уже гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриево-кальциевый. Как видно из этих данных, рост минерализации воды с глубиной не столь значителен, как можно было бы предполагать для таких больших глубин и какие обычно наблюдаются в аналогичных по структуре артезианских

бассейнах Забайкалья, Дальнего Востока, Китая и др. По-видимому, это объясняется нахождением бóльшей части площади Байкальского бассейна в зоне избыточного увлажнения и исключительной динамичностью его вод, в результате чего в нем сформировалась огромная зона пресных подземных вод мощностью более 2500 м.

Вертикальную зональность в изменении химического состава вод нижнемеловых отложений Нижне-Оронгойской впадины Удино-Селенгинского бассейна иллюстрируют данные табл. 1.

В южной части Боргойской впадины также довольно четко прослеживается вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. До 300—400 м вода гидрокарбонатно-хлоридная натриевая с минерализацией до 3 г/л, на глубине более 400 м она становится сульфатно-гидрокарбонатной и сульфатно-хлоридной натриевой, минерализация ее возрастает до 3,8—4 г/л.

Таблица 1

№ скважины	Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Формула химического состава воды
105	5—40	0,6	$\frac{HCO_3 75 Cl 14}{(Na+K)97}$
	40—100	1	$\frac{HCO_3 60 Cl 18 SO_4 15}{(Na+K)97}$
	100—170	1,9	$\frac{HCO_3 46 SO_4 41}{(Na+K)88}$
	170—200	3	$\frac{SO_4 57 HCO_3 41}{(Na+K)84}$

И. И. Коноплев и М. А. Доронина в разрезе мезозойских отложений Олонь-Шибирской впадины Тугнуйского бассейна выделили три зоны: свободного водообмена, распространенную до глубины 100 м, с минерализацией 0,8 г/л и водой гидрокарбонатного кальциевого состава; затрудненного водообмена, продолжающуюся до глубины 150 м, в которой минерализация воды достигает 2 г/л, а состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый; в глубже располагающейся зоне минерализация воды более высокая, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый.

Горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод, очевидно, существует и в других бассейнах района, но вследствие их слабой изученности пока не выявлена.

Байкальский артезианский бассейн характеризуется повышенным геотермическим режимом (Лысак, 1968). В районе имеется множество различного типа минеральных источников. В Байкальском бассейне известны многочисленные выходы термальных вод, газирующих азотом, меньше метаном и сероводородом, приуроченные к зонам разломов, проходящим по бортам впадин и образующим термальные линии протяженностью в несколько десятков километров. Особенно много подобных источников в Баргузинской впадине. Дебиты их 0,03—4,6 л/с, температура 19—76° С. Минерализация воды 0,2—1 г/л, состав сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатный натриевый (Томилова, 1968). Дебиты термальных источников в Верхне-Ангарской впадине до 10 л/с, температура 35° С. Вода сульфатная натриевая с минерализацией до 0,5 г/л, содержание радона до 36 эман. Единичные термальные источники выявлены в Хубсугульском бассейне. Холодные углекислые источники располагаются в Чикойском, Улан-Баторском и Хубсугульском бассейнах.

Газовый состав подземных вод изучался в Усть-Селенгинской впадине Байкальского бассейна и в Боргойской впадине Удино-Селенгинского. В первой до глубины 1800 м преобладают кислотные газы и азот. В более глубоких горизонтах распространены водород, метан, высшие гомологи, тяжелые углеводороды, сероводород, нафтеновые кислоты, углекислота (0,5—2,6%), свидетельствующие о восстановительном характере среды в глубоких горизонтах впадины. В Боргойской впадине газы атмосферного происхождения распространены до глубины 200—250 м, ниже они сменяются теми же газами биохимического происхождения.

Условия водоснабжения в районе неодинаковы. Наиболее благоприятны они в Байкальском, Удино-Селенгинском, Тугнуйском, Хангай-Хэнтэйско-Яблоновом, Чикойском, Хубсугульском, Мурэнском и Улан-Баторском бассейнах. Основным водоносным горизонтом является четвертичный, приуроченный к аллювиальным отложениям речных долин. Остальные бассейны (Угэйнурский, Налайхинский и Тухумыйнпурский), находящиеся на территории Монголии, слабо обеспечены пресными подземными водами.

VI. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН СУБМАРИННЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

1—4. Карский, Лаптевский, Индигирско-Колымский и Чукотский артезианские бассейны

Названные бассейны, находящиеся под водами окраинных морей Северного Ледовитого океана, впервые были выделены и кратко охарактеризованы Н. И. Толстихиным (1967). Так как они располагаются под мощной толщей океанских вод, подземные воды их отличаются особым режимом существования и формирования и заслуживают специального рассмотрения. Однако изучение подземных вод в подобных условиях сопряжено с большими трудностями и по существу еще не производилось. Поэтому приводимые ниже некоторые соображения об этих бассейнах базируются главным образом на выводах, основанных на особенностях их геологического строения, а не на конкретных данных о подземных водах, приуроченных к ним. Это замечание относится не только к описываемым субмаринным бассейнам, но и к другим бассейнам окраинных и внутренних морей Азиатского материка.

Карский артезианский бассейн — крайний западный бассейн района, являющийся северным продолжением Западно-Сибирского бассейна. На западе бассейн ограничивается Урало-Новоземельским герцинским поднятием, на востоке — погребенной Центрально-Карской возвышенностью, герцинидами Таймыра и Северной Земли, на севере погружается в сторону котловины Нансена. По данным Р. М. Деменицкой и Л. Э. Левина («Тектоника и нефтегазоносность . . .», 1970), в строении фундамента Западно-Сибирской плиты принимает участие комплекс метаморфических образований, консолидированных в байкальскую и палеозойские складчатые эпохи. Амплитуда расчленения его поверхности в среднем 4—6 км. В осадочном чехле бассейна выделяются палеозойско-нижнемезозойский и мезо-кайнозойский структурные этажи. Мощность нижнего этажа 4—6 км в наиболее прогнутых частях бассейна и не превышает 1 км на поднятиях; верхний структурный этаж самую большую мощность (более 4 км) имеет в Котлогорско-Уренгайском прогибе, находящемся на продолжении устья р. Енисея. Предполагается, что нефтегазоносны в опи-

сываемом бассейне, как и в континентальном Западно-Сибирском бассейне, юрско-нижнемеловые отложения.

Расположенный к востоку от Карского Лаптевский артезианский бассейн погружается в сторону котловины Амундсена, на востоке он ограничивается мезозоидами Новосибирских островов, на северо-западе — герцинидами Таймыра. Лаптевская плита является продолжением Сибирской платформы. Важное значение в структуре плиты имеют глубинные и региональные разломы, расчленившие ее на систему блоков, опущенных или приподнятых относительно друг друга на различную высоту. Предполагается, что на продолжении желоба Лены проходит рифтовая зона субмеридионального простирания. Лаптевский бассейн является естественным продолжением северной части Восточно-Сибирского бассейна. Мощность осадочного чехла на большей части бассейна не превышает 2 км, но увеличивается до 4—5 км в сторону Предтаймырского краевого прогиба.

Восточной границей Индигирско-Колымского артезианского бассейна служат хр. Менделеева и о. Врангеля. Этот бассейн, погружаясь на север, сливается с котловиной Макарова, расположенной между хребтами Менделеева и Ломоносова. За о. Врангеля находится последний артезианский бассейн района — Чукотский, на севере сливающийся с котловиной Бофорта. Шельфовая зона двух последних бассейнов сформировалась в пределах Гиперборейской платформы, характеризующейся значительно большей активностью тектонических и магматических процессов по сравнению с Лаптевской плитой. Поверхность фундамента погружается в северном направлении на глубину более 10 км. Она неровная, в ней выделяются крупные положительные структуры Ляковская, Анжу и др., разбитые на отдельные блоки. Мощность осадочного чехла бассейнов 5—10 км. Предполагается, что в разрезе его имеются палеозойские, преимущественно карбонатные отложения, триасовые, меловая моласса, на отдельных участках распространены палеогеновые образования, широко развиты плиоцен-плейстоценовые («Тектоника и нефтегазоносность...», 1970).

Таким образом, фундамент и осадочный чехол субмаринных артезианских бассейнов Северного Ледовитого океана испытывают омоложение, следуя с запада на восток.

В каждом из артезианских бассейнов можно выделить подземные воды пород фундамента, мезозойско-кайнозойского чехла Карского и западной части Лаптевского бассейнов и преимущественно кайнозойских отложений восточной части Лаптевского, Индигирско-Колымского и Чукотского бассейнов, а также воды современных морских осадков.

В кристаллическом фундаменте бассейнов подземные воды находятся в зоне экзогенной трещиноватости пород, погруженной на большую глубину и закрытой мощной толщей осадочных отложений. В большинстве своем трещины в этих породах, вероятно, закальматированы и породы характеризуются слабой водоносностью, а на некоторых участках они, по-видимому, совсем безводны. Там, где в них содержится вода, она, несомненно, имеет высокую минерализацию, температуру и хлоридный натриево-кальциевый и кальциевый состав.

В разрезе палеозойско-нижнемезозойского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей Карского и западной части Лаптевского бассейнов участвуют морские, лагунные и континентальные отложения, состоящие из аргиллитов, алевролитов, песчаников, карбонатных пород и глин. Находящиеся в закрытых структурах этих отложений в основном седиментационные подземные воды обладают высокой минерализацией и хлоридным натриевым и кальциевым составом с различными микрокомпонентами.

Наиболее высокую минерализацию подземных вод в отложениях осадочного чехла следует ожидать в наиболее погруженной части Карского бассейна, в частности в Котлогорско-Уренгайском прогибе, где мезозойско-кайнозойские отложения имеют большую мощность. В северо-восточной части бассейна, отличающейся незначительной мощностью осадочного чехла, минерализация подземных вод, по-видимому, менее высокая. Вероятно, такая же картина в распределении минерализации и состава подземных вод имеет место и в Лаптевском бассейне. Наиболее высокоминерализованные воды в породах его будут встречены здесь в прогибах, разделенных Восточно-Таймырским, Центрально-Лаптевским, Восточно-Лаптевским и Усть-Янским поднятиями, а также в Предтаймырском краевом прогибе, где, как отмечалось, мощность осадочного чехла увеличивается до 4—5 км.

Для Индигирско-Колымского и Чукотского артезианских бассейнов большая мощность осадочного чехла дает основание предполагать, что в глубоких горизонтах закрытых структур их формируются высокоминерализованные воды типа крепких рассолов со значительным количеством микрокомпонентов. Вместе с тем не исключено, что в шельфовой зоне бассейнов под первыми от морского дна водоупорными образованиями на отдельных участках могут быть встречены пресные или слабосолоноватые воды, местами простирающиеся на несколько десятков километров под водным покрытием морей и океанов.

Подземные воды глубоких горизонтов осадочного чехла описываемых бассейнов, несомненно, имеют напорный режим. При вскрытии скважинами пьезометрические уровни их будут подниматься до отметки поверхности воды в океане, а в отдельных пунктах и над ней.

Находясь в условиях застойного режима, эти воды насыщены газами углеводородной группы и углекислотой и на большей площади распространения имеют, вероятно, высокую температуру. Однако, как показали исследования В. М. Пономарева (1960) и Н. Ф. Григорьева (1966), в прибрежной части дна морских заливов, расположенных в стороне от устьев крупных рек, до изобаты 1—1,5 м на значительном расстоянии от берега моря прослеживается подводная толща низкотемпературных и прочно сцементированных льдом многолетнемерзлых отложений. По мере увеличения глубин моря поверхность этих мерзлых пород опускается и перекрывается слоем жидких морозных отложений. Это дает основание предполагать, что в периферической зоне субмаринных бассейнов, примыкающей к материку, распространены подмерзлотные напорные и переохлажденные подземные воды.

Водоносность пород глубоких горизонтов чехла, по-видимому, очень слабая, дебиты скважин не будут превышать 1 л/с, чаще меньше.

Современные отложения морей и океанов представлены песчано-глинистыми образованиями и с поверхности покрыты донными коричневыми и серыми илами, песками, местами (в хр. Менделеева) галькой, гравием и щебнем (Леонтьев, 1963). В этих отложениях формируются грунтовые воды, составляющие верхний этаж субмаринных артезианских бассейнов. Характерной особенностью данных вод является непосредственная связь с водами морей и океанов и на большей площади распространения одинаковый с ними химический состав, особенно в самой верхней части горизонта. Лишь в приматериковой части бассейнов, там, где в них разгружаются воды зоны активного водообмена субаэральных артезианских бассейнов и воды морей и океанов смешиваются с впадающими в них речными водами, минерализация грунтовых вод морских осадков уменьшается, хлоридный натриевый состав их меняется на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый со значительным содержанием кальция. Для грунтовых

вод субмаринных бассейнов характерно также содержание некоторого количества брома, иода и других микрокомпонентов, присутствующих в морской воде. Так как на значительной площади эти воды формируются в условиях восстановительной обстановки, в газовом составе их возможны сероводород, метан и другие углеводородные газы. С глубиной минерализация грунтовых вод повышается.

Б. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ БАССЕЙНОВ СТОКА ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ

Эта небольшая по площади (671 тыс. км²) гидрогеологическая область находится на крайнем западе материка. В ее пределах размещаются Причерноморский, Северо- и Восточно-Средиземноморские и Кипрский гидрогеологические районы (см. рис. 1).

1. ПРИЧЕРНОМОРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район занимает северную часть Мало-Азиатского (Анатолийского) полуострова и бассейн р. Рионн. На его площади имеются два артезианских бассейна — Северо-Анатолийский и Рионский.

1. Северо-Анатолийский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает большую часть территории района. Водоносность докембрийских и палеозойских отложений, широко развитых во внешней области его питания, изучена слабо. Грунтовые и местами слабонапорные воды накапливаются здесь в зоне экзогенной трещиноватости пород выступов фундамента, в зонах разрывных нарушений и контактов пород разного состава. Трещины проникают в среднем на глубину 50—70 м и значительно глубже на участках речных долин, проходящих по зонам разрывных нарушений (реки Сакарья, Кызыл-Ирмак, Кельнит, Чорох).

Глубина залегания подземных вод зависит от рельефа местности и колеблется от единиц до нескольких десятков метров.

Из палеозойских пород наиболее водоносны известняки, особенно закарстованные. Так, в долине р. Сакарья и близ деревень Катерлы, Кюрттасыри, Озун-Бей, Сак-Уджаги и Ниджи-Факы имеются родники, питающиеся карстовыми водами, с дебитами до нескольких сотен литров в секунду. Крупные родники, приуроченные к зонам разрывных нарушений в известняках пермо-карбона, установлены на северном склоне хр. Эльмалы-Даг. Средний дебит родников около 20 л/с, используются они для водоснабжения г. Анкары (Топкайя, 1959). Многочисленные родники с дебитами 1—2 л/с выходят в речных долинах и у подножий горных склонов в краевых частях массивов, сложенных песчаниками, конгломератами, гнейсами и кварцитами. Дебиты родников подвержены сезонным колебаниям (Фюрон, 1955; Памир, 1959; Топкайя, 1959). Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые. На побережье Мраморного моря в районе г. Тузла воды родников, выходящих из зон тектонических нарушений в ордовикско-силурийских песчаниках, имеют минерализацию 3,5—5,9 г/л и хлоридный натриевый состав (Каглар, 1959). Высокая минерализация воды связана, возможно, с разгрузкой по этим зонам глубоко залегающих водоносных горизонтов, содержащих более минерализованные воды. Температура воды 17—19° С.

Породы триаса распространены на ограниченной площади. Они, по-видимому, слабоводоносны. Водовмещающие породы юрских отложений представлены известняками, конгломератами, песчаниками и вулканогенными образованиями. Высоководоносны в комплексе этих пород известняки. К зонам разломов, проходящим в юрско-меловых известняках в районе г. Кельки, приурочены восходящие родники с термальной углекислой водой гидрокарбонатного кальциевого состава.

Водоносные породы мела — известняки, агломераты, туффиты, базальты, спилиты, андезиты, дациты — питают родники с дебитами 0,1—0,7, редко до 1 л/с. В речных долинах колодцы вскрывают воду на глубине 1—5 м. Дебиты незначительны и подвержены сезонным колебаниям. В зонах разломов имеются родники с весьма различными дебитами и пестрым составом воды. Минерализация пресных вод 0,25—0,9 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый, иногда натриево-кальциевый (Каглар, 1959; Waring, 1965).

В отложениях палеогена колодцы и скважины вскрывают подземные воды на глубине до 60—70 м. Высоководоносны известняки и конгломераты, с которыми часто связаны выходы родников со значительными дебитами. Скважины и колодцы глубиной до 50 м, пройденные в конгломератах, имеют дебиты до 20 л/с воды; колодцы, вскрывшие водоносные известняки и мергели, — около 1 л/с.

Водоносность эффузивов, песчаников и сланцев палеогена слабая, но воды обычно пресные гидрокарбонатные кальциевые. Минерализация их увеличивается от внешней области питания к побережью, где местами достигает нескольких граммов на литр.

Неогеновые отложения распространены в Восточно-Понтийских горах, к югу от Измирского залива Мраморного моря и в южной части бассейна. В этих отложениях формируются грунтовые и напорные воды. Близ селений Баш-Кую, Дар-Куб, Эгри-Кую и Кир-Кую в известняках и мергелях вода вскрывается на глубине до 110 м (Фюрон, 1955). В речных долинах и у подножий гор к известнякам и конгломератам приурочены выходы многочисленных родников с дебитами до 300 л/с (Катерлы, Кюрммасыри, Наджи-Факы, Озун-Бей и Сак-Уджаш).

В неогеновых отложениях, выполняющих наиболее крупные впадины бассейна, выявлено несколько напорных водоносных горизонтов, представленных мелко- и крупнозернистыми песками, песчано-гравийно-галечниковыми и грубообломочными образованиями, среди которых встречаются пласты мергелей и лигнитов. Мощность водоносных горизонтов от единиц до 50, чаще 10—15 м. Они отделены друг от друга пачками глин мощностью 10—20 м. В районе г. Эскишехир вскрыто четыре напорных водоносных горизонта, из которых верхний расположен на глубине 19—40 м, второй — до 60 м, третий — около 70 м и четвертый — примерно на 90 м. Пьезометрические уровни устанавливались выше поверхности земли соответственно на 2,8; 1,5; 1,2 и 0,6 м. На глубине до 100 м залегают напорные воды в отложениях неогена близ г. Анкары и в бассейне р. Порсук. Дебиты скважин колеблются в широких пределах. Так, притоки воды в скважины, пройденные близ Анкары в галечниках, в среднем 20 л/с, в песках крупнозернистых с галькой 15, тонкозернистых 3, глинистых около 1 л/с. В районе г. Эскишехир и в бассейне р. Порсук дебиты скважин около 10 л/с.

Вода гидрокарбонатная, сульфатная и хлоридная натриево-кальциевая и кальциево-натриевая с минерализацией 0,3—4 г/л, иногда с высоким содержанием железа. На участках развития отложений, содержащих гипс и каменную

соль, формируются высокоминерализованные хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые и хлоридные натриевые воды.

Кайнозойские базальты, андезиты и дациты распространены главным образом в районе г. Кайсери. Фюрон (1955), отмечая неравномерную обводненность их, в целом оценивает ее достаточно высоко. Грунтовые воды, приуроченные к зоне экзогенной трещиноватости эффузивов, встречаются на глубине около 3 м, местами более. Дебиты колодцев до 6 л/с. У подножий возвышенностей и в долинах речек из эффузивов выходят мелкие родники с сильно изменяющимися в течение года дебитами, в засушливый период многие из них пересыхают. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый или натриевый, минерализация от 0,5 г/л в периоды засух до 0,3 г/л в дождливые сезоны.

Наиболее обводнены в базальтах зоны тектонических нарушений широтного простирания. Так, дебиты нескольких восходящих родников, расположенных в этих зонах близ г. Кайсери, 50—400 л/с. Минерализация воды некоторых родников до 10 г/л, состав хлоридный натриевый. Значительные ресурсы подземных вод, часто напорных, формируются в зоне контакта базальтов с залегающими под ними рыхлыми отложениями миоцена (Фюрон, 1955).

Таблица 2

Долина	Количество колодцев	Суммарный дебит, л/с	Мощность водоносной толщи, м	Средний дебит одного колодца, л/с
Анкара . .	2	40	16	20
Кайяс . .	13	130—230	22—29	10—18
Козулар .	4	50—80	25	12—20
Чубук . .	11	175	20—35	16
Инс . . .	11	150	30—32	14
Дикмен . .	1	1—2	30	1—2

Среди четвертичных отложений водоносны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные. Водовмещающие породы первых — гравийно-галечные пески и суглинки, содержащие невыдержанные прослои водоупорных глин, имеют мощность до 35 м. Грунтовая вода залегает на глубине 20, чаще 10 м. Сведения о дебитах колодцев, каптирующих эти воды, приведены в табл. 2.

Р. Фюрон (1955) указывает на «. . . весьма значительные запасы воды, заключающиеся в многочисленных конусах выноса у подножий гор», но одновременно отмечает, что используются эти воды еще очень мало, так как залегают на глубине 20—25 и даже 100 м от поверхности земли. В районе городов Кайсери, Анкара и некоторых других их добывают с помощью кяризов, дающих до нескольких сотен литров воды в секунду.

Изменение химического состава грунтовых вод четвертичных отложений по площади бассейна показано на рис. 4, из которого видно, что минерализация вод и содержание в них хлора закономерно увеличиваются с юга на север в соответствии с уменьшением количества осадков и повышением температуры воздуха в том же направлении. Это увеличение происходит под влиянием процессов испарительной концентрации, максимальная интенсивность которых отмечается несколько южнее, в районе оз. Туз. Очевидно, именно этими процессами объясняется также и выявленная на некоторых участках бассейна инверсия химического состава грунтовых вод. Например, в районе г. Кайсери соленые и солоноватые грунтовые воды, формирующиеся в тонкозернистых глинистых песках у поверхности земли, уже на глубине 8—12 м становятся пресными.

На площади бассейна встречены многочисленные источники холодных углекислых и термальных азотных, углекислых и железисто-углекислых вод,

приуроченных главным образом к зонам тектонических нарушений. Минерализация воды 0,9—10 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и натриевый. Содержание свободной углекислоты 1,5—2 г/л.

Территория Северо-Анатолийского бассейна не одинаково обеспечена ресурсами пресных подземных вод. Наиболее значительные из них формируются, по-видимому, в восточной части бассейна, где выпадает максимальное количество осадков. В его аридной части выпадает значительно меньше осадков и ресурсы пресных подземных вод здесь ограничены.

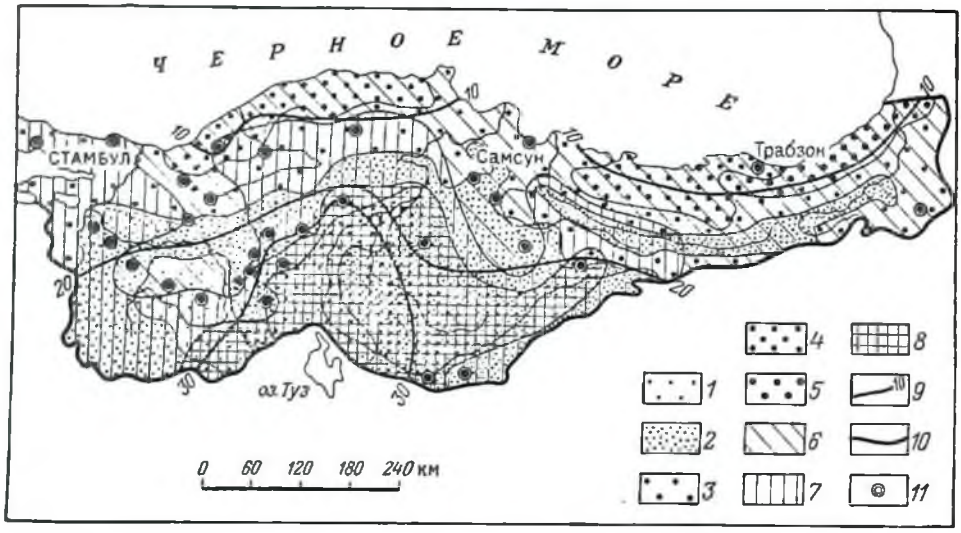


Рис. 4. Изменение минерализации и содержания хлора в грунтовых водах четвертичных отложений (по Каглару, 1959)

1—5 — количество атмосферных осадков (мм): *1* — менее 300, *2* — от 300 до 500, *3* — от 500 до 1000, *4* — от 1000 до 2000, *5* — более 2000; *6—8* — содержание хлора (мг/л): *6* — менее 20, *7* — от 20 до 100, *8* — более 100; *9* — минерализация грунтовых вод (мг-экв); *10* — граница бассейна; *11* — пункт опробования

Водоснабжение населенных пунктов в пределах бассейна основано главным образом на эксплуатации подземных вод мезозойских закарстованных известняков, питающих мощные родники с пресной водой; неогеновых песчано-галечниковых отложений, выполняющих межгорные впадины; четвертичных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных накоплений. Высоководоносны зоны разрывных нарушений, из которых в ряде мест выходят мощные родники. Возможности использования подземных вод неогеновых и четвертичных отложений для водоснабжения на некоторых участках аридной части бассейна ограничены вследствие их высокой минерализации.

2. Рионский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен в крайней северо-восточной части района. Внешнюю область питания его образуют сложные глыбово-складчатые структуры мегантиклинориев Большого Кавказа на севере и Малого на юге. В геологическом строении их принимают участие породы докембрия и палеозоя, слагающие структурные комплексы выступов фундамента, триаса, юры, мела, палеогена и миоцена, составляющие геосинклинальный комплекс, и сформировавшийся

в заключительный этап геологического развития района (неоген-четвертичное время) комплекс моласс.

Среди пород фундамента Большого Кавказа преобладают кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды. В пределах Малого Кавказа выступы пород основания перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями нижнего (триас, юра и нижний мел) и верхнего (верхний мел, палеоген и миоцен) структурных ярусов геосинклинального комплекса. В строении его главная роль принадлежит терригенным формациям нижнего структурного яруса; верхний структурный ярус сложен в основном карбонатной и флишевой формациями. В центральных, наиболее глубоких частях геосинклинальных прогибов Большого и Малого Кавказа флишевые осадки входят в состав отложений верхнего подъяруса (олигоцен — низы миоцена) верхнего яруса. Отложения молассового комплекса заполняют Рионскую впадину, которая разделяет Большой и Малый Кавказ и является внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна. Интрузивные породы мезозоя и кайнозоя играют подчиненную роль.

В северной части внешней области питания бассейна выделяется 12, а в южной — 7 водоносных комплексов, объединяющих породы близкого литологического состава (Каменский и др., 1959).

Подземные воды области накапливаются в зонах экзогенной трещиноватости пород мощностью 80—100 м, разрывных дислокаций и контактов пород разного состава. Источником питания воды являются атмосферные осадки, талые и конденсационные воды. По зонам тектонических нарушений воды проникают иногда на глубину до 1000 м.

Породы обводнены неравномерно. Самой слабой водоносностью характеризуются аргиллиты, из которых выходят редкие родники с дебитами менее 0,01 л/с. Воды кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, гранитов, алевролитов, глинистых песчаников и пород флишевой формации питают родники с дебитами 0,01—0,1 л/с, редко до 0,5—1 л/с; водоносные мергели и вулканогенные образования — 0,1—1 л/с, песчаники — 1—10 л/с. Крупные родники с дебитами до нескольких десятков и сотен литров в секунду связаны с водоносными карбонатными и местами гипсоносными закарстованными породами верхней юры — мела.

Во внешней области питания бассейна распространены преимущественно гидрокарбонатные кальциевые или натриевые воды с минерализацией до 0,5 г/л. Самая низкая минерализация (0,02—0,05 г/л) отмечается в грунтовых водах, развитых на водоразделах. Разнообразные по составу и минерализации воды формируются в верхнеюрско-меловой толще карбонатных и гипсоносных пород. Среди них наблюдаются пресные гидрокарбонатные кальциевые, солоноватые сульфатные кальциевые («гипсовые») и соленые хлоридные натриевые воды. Последние развиты главным образом в зонах глубокого погружения пород.

Температура воды внешней области питания бассейна колеблется от 6 до 16° С, на основании чего Г. Н. Каменский и др. (1959) предполагают, что глубина циркуляции их не превышает 500—1000 м от поверхности земли.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна выполнена мощной толщей неогеновых и четвертичных отложений. Водоносные неогеновые отложения представлены разнозернистыми песками, галечниками, конгломератами, известняками и мергелями, разделенными слоями и линзами глин и глинистых песков. Сведений об этих водах очень мало. И. Буачидзе и С. Чихелидзе (Каменский и др., 1959) в разрезе этих отложений выделяют несколько водоносных горизонтов, содержащих высоконапорные минерализованные термальные воды. На глубине 1200—2700 м вода имеет хлоридный

натриевый состав, минерализацию 12—56 г/л и температуру до 48° С, а также содержит незначительные количества иода и брома. В некоторых скважинах пьезометрические уровни воды устанавливаются выше поверхности земли. Дебиты скважин при свободном изливе 0,2—5,2 л/с.

Водоснабжение на площади бассейна основано главным образом на эксплуатации грунтовых вод аллювиальных отложений. Водовмещающими породами являются песчано-гравийно-галечниковые образования и глинистые пески. Мощность отложений изменяется от 40—50 м в предгорьях до 200—250, а местами и 450 м в центральной части впадины. В разрезе отложений установлено несколько водоносных горизонтов. Верхний водоносный горизонт, залегающий очень близко от поверхности земли, вызвал заболачивание земель на значительной площади Колхидской низменности. Он питает родники с дебитом до 10 л/с и выше, а также вскрывается многочисленными колодцами и скважинами. Минерализация воды до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый со значительным содержанием органических веществ. Водоносный горизонт широко используется для водоснабжения городов Поти, Кутаиси, Цхалтубо. Нижележащие водоносные горизонты вскрываются на глубине до 150—400 м, они содержат напорные, иногда самоизливающиеся воды. Дебиты скважин, каптирующих эти воды на глубине 80—120 м, составляют 0,04—0,3 л/с, а на глубине 165—190 м — до 6 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Рионский бассейн очень богат минеральными подземными водами. Во внешних областях питания его известно много холодных и термальных источников с углекислой водой, обычно имеющей невысокую минерализацию и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый состав и нередко содержащей повышенные концентрации железа. Кроме углекислых здесь имеются азотные термальные и реже сероводородные источники, вода которых характеризуется разнообразным ионным составом, минерализацией до 2 г/л и иногда радиоактивностью. Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна на глубине около 3000 м и ниже в мезозойских и и кайнозойских отложениях, по-видимому, распространены рассолы с иодом, бромом, бором, стронцием.

Артезианский бассейн обладает весьма значительными ресурсами пресных подземных вод, бо́льшая часть которых сосредоточена в толще четвертичных отложений, выполняющих Рионскую впадину.

II. СЕВЕРО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район занимает западную и южную части Анатолийского полуострова. На его площади располагаются Мендересский, Туз-Коннйский, Антальский и Аданский артезианские бассейны.

1. Мендересский артезианский бассейн

Этот бассейн находится в западной части района, его площадь около 110 тыс. км². Основным структурным элементом бассейна является Мендересский срединный массив, в геологическом строении которого главная роль принадлежит докембрийским и кембрийским образованиям общей мощностью более 1000 м. В южной части массива, на побережье Мраморного моря и в северо-восточном окончании хр. Улу-Даг, распространены сильнодислоцированные отложения девона, карбона, перми и нерасчлененного палеозоя. В их составе

отмечаются известняки, песчаники и сланцы мощностью около 1000 м. Выше этих отложений залегают нерасчлененные пермско-мезозойские, а еще выше — триасовые, юрские, меловые и мезозойско-палеогеновые отложения. В составе комплекса перми — палеогена установлены разнообразные известняки, песчаники, сланцы и конгломераты. Мощность комплекса около 2000 м. На северо-западе и в центральной части бассейна известны небольшие массивы синорогенных гранитов и гранодиоритов, на юге широко развиты ультрабазиты и местами основные породы, образующие довольно крупные массивы. Все перечисленные породы слагают положительные формы рельефа, представляющие внешнюю область питания бассейна.

В метаморфических и карбонатных породах докембрия и кембрия подземные воды накапливаются в зоне их выветривания, в тектонических трещинах, в зонах разрывных дислокаций, в трещинах, развитых на контактах пород разного состава, и, наконец, в карстовых полостях известняков. Мощность зоны экзогенной трещиноватости около 40—60 м; глубинной, связанной с тектоническими нарушениями, до нескольких сотен метров. В зависимости от рельефа глубина залегания подземных вод колеблется от первых метров у подножий горных склонов, в долинах рек и ручьев до десятков метров на водоразделах. Воды имеют спорадическое распространение и не образуют выдержанного водоносного горизонта. Главным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Режим последних обусловливает и режим подземных вод. В периоды выпадения осадков уровни подземных вод повышаются, дебиты ранее существовавших родников увеличиваются, родники, прекратившие свою деятельность из-за недостаточного питания, снова начинают функционировать, минерализация воды уменьшается. Благоприятны в эти периоды и условия для накопления значительных ресурсов подземных вод в зонах тектонических нарушений в докембрийских и кембрийских толщах, характеризующихся повышенной трещиноватостью пород. В целом подземные воды этих метаморфических образований пресные гидрокарбонатные кальциевые.

В литературе приводятся некоторые сведения о водоносности известняков, песчаников и сланцев более молодых стратифицированных комплексов палеозоя. Фюрон (1955), в частности, отмечает, что массивы серпентинитов, прорывающие известняки, служат экраном, препятствующим движению подземных вод, в связи с чем на контакте их иногда наблюдаются многочисленные родники, расположение которых указывает на направление этого контакта.

Известняки пермо-триаса и мезозоя — палеогена мощностью 600—1000 м характеризуются интенсивной закарстованностью, контролируемой на поверхности земли воронками, пещерами и понорами. Эти известняки отличаются огромным скоплением пресных подземных вод и питают родники с дебитом до 1100 л/с. Подобный родник, в частности, известен юго-восточнее г. Денизли на левом берегу р. Бажирзак-Дере (Троянский, 1936). Минерализация воды некоторых родников, выходящих из известняков, достигает 8,1 г/л, состав хлоридный натриевый (близ г. Милос). Не исключено, что в более глубоких горизонтах известняков минерализация воды окажется еще выше. Скважинами вода в известняках обычно вскрывается на глубине около 50 м.

О водоносности триасовых и юрских отложений, пользующихся на площади бассейна ограниченным распространением, сведения отсутствуют. Водоносные меловые отложения распространены на побережье Эгейского моря, на п-ове Чешма и в долине р. Гедиз. На участках выхода этих пород на поверхность в трещинах мергелистых известняков, песчаников, конгломератов и сланцев формируются преимущественно грунтовые воды, питающиеся атмосферными

осадками и частично за счет потерь поверхностного стока. Они имеют малую минерализацию и гидрокарбонатный кальциевый состав. В погруженных частях разреза подземные воды меловых отложений приобретают напорный характер и высокую минерализацию, становятся горячими, на что указывают выходы родников с соленой (18—20 г/л) термальной (28—68° С) водой на п-ове Чешма в зонах меридиональных разломов.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена рядом межгорных тектонических впадин, выполненных миоценовыми морскими и плиоценовыми континентальными и лагунными отложениями.

Миоценовые отложения установлены на побережье пролива Дарданеллы, где в их состав входят мергели, известняки и известковые конгломераты. Мощность всей толщи неизвестна, а мощность конгломератов достигает 100 м. Значительно большую площадь занимают плиоценовые континентальные отложения, представленные переслаивающимися песками, галечниками, конгломератами и глинами. Мощность этих отложений в наиболее крупных впадинах достигает, по-видимому, 200—300 м. В составе лагунных отложений плиоцена наблюдаются мергели, известняки и гипсовые глины.

Относительно водоносности миоценовых известняков и известковистых конгломератов известно лишь, что к ним приурочены выходы родников с пресной и солоноватой водой (г. Чанала) сульфатного натриевого состава. Сведения о водоносности плиоценовых отложений отсутствуют. По данным Р. Фюрона (1955) и Х. Памира (1959), по смежным с описываемым районам можно предполагать, что в разрезе этих отложений имеется несколько напорных водоносных горизонтов. Дебиты скважин глубиной 100—150 м могут быть 1—25 л/с. Дебиты родников, приуроченных к зонам разломов, обрамляющих впадины, — от единиц до сотен литров в секунду (в районе г. Денизли дебиты родников 1—1000 л/с). Химический состав этих вод (Каглар, 1959; Waring, 1965) приведен в табл. 3.

Пополняются ресурсы подземных вод плиоцена главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока воды со стороны внешней области питания и, очевидно, за счет поступления по зонам тектонических нарушений из более глубоких горизонтов бассейна. На значительной площади северо-западной части последнего развиты кайнозойские эффузивы, представленные андезитами, базальтами, риолитами, дацитами и их туфами. Водоносность пород в целом невысокая. Фюрон (1955) считает, что «хорошими природными резервуарами» воды в эффузивной толще могут быть риолитовые туфы, выполняющие иногда древние формы рельефа. Достаточно высокой водоносностью характеризуются зоны разломов в эффузивах, питающие многочисленные родники с температурой воды до 100° С; минерализация воды от долей до десятков граммов на литр при хлоридном и сульфатном натриевом составе. Четвертичные образования во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна представлены в основном аллювиальными песками и галечниками, делювиально-элювиальными и аллювиально-пролювиальными накоплениями предгорных шлейфов и конусов выноса. Мощность аллювиальных отложений достигает 100 м, остальных генетических типов значительно меньше. Наибольший интерес в отношении водоносности представляет аллювий речных долин. Водовмещающими породами являются песчано-гравийно-галечные и валунные накопления. В связи с большой мощностью и возможным наличием линз и прослоев глин не исключено, что местами водоносные аллювиальные отложения разделены на несколько гидравлически связанных водоносных горизонтов. Грунтовые воды аллювия широко используются для водоснабжения городов Назилли, Ста-

Таблица 3

Город	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Формула химического состава
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$(Na^+ + K^+)$	
Айвалык	0,25	159 2,6 70	34 0,7 19	14 0,7 11	2,1 57		37 1,6 43	$\frac{HCO_3 70 SO_4 19 Cl 11}{(Ca+Mg)57(Na+K)43}$
Дениали	0,45	293 4,8 78	24 0.5 8	32 0,9 14	4,2 68		46 2,0 32	$\frac{HCO_3 78 Cl 14 SO_4 8}{(Ca+Mg)68(Na+K)32}$
Ст. Конак	0,68	79 1,3 12	178 3,7 35	202 5,7 53	68 3,4 32	17 1,4 13	136 5,9 55	$\frac{Cl 53 SO_4 35 HCO_3 12}{(Na+K)55 Ca 32 Mg 13}$
Хисаралан	1,24	574 9,4 57	226 4,7 28	85 2,4 15	56 2,8 17	22 1,8 11	274 11,9 72	$\frac{HCO_3 57 SO_4 28 Cl 15}{(Na+K)72 Ca 17 Mg 11}$
Озанчик	1,32	79 1,3 7	720 15,0 78	103 2,9 15	70 3,5 18	14 1,2 6	333 14,5 76	$\frac{SO_4 78 Cl 15 HCO_3 7}{(Na+K)76 Ca 18 Mg 6}$
Айдын-Назилли	1,48	958 15,7 85	72 1,5 8	43 1,2 7	3,6 20		340 14,8 80	$\frac{HCO_3 85 SO_4 8 Cl 7}{(Na+K)80(Ca+Mg)20}$
Гедиа	1,50	842 13,8 40	874 18,2 53	82 2,3 7	114 5,7 17	84 6,9 20	499 21,7 63	$\frac{SO_4 53 HCO_3 40 Cl 7}{(Na+K)63 Mg 20 Ca 17}$
Айдын-Сарыкей	2,9	1770 29,0 78	48 1,0 3	255 7,2 19	4,5 12		752 32,7 88	$\frac{HCO_3 78 Cl 19}{(Na+K)88(Ca+Mg)12}$

рый Назилли, Сарай-Кей и др. Вода залегает на глубине 1—42 м (близ г. Сарай-Кей в песках на глубине 3—4 с в окрестностях г. Старый Назилли — 2,5—6 м и в районе г. Назилли в галечниках — 41 м), глубина колодцев соответственно от 2 до 50 м. Даже единичные данные о дебитах колодцев свидетельствуют о высокой водоносности аллювия. Так, дебиты колодцев в районе г. Старый Назилли достигают 5 л/с при понижении уровня от 1 до 1,5 м. Минимальный модуль подземного стока на площади развития аллювиальных отложений 1,5—2,1 л/с. Сведения о химическом составе грунтовых вод этих отложений (по Каглару, 1959) приведены в табл. 4.

Как видно из табл. 4, минерализация грунтовых вод не превышает 0,7 г/л, состав ее гидрокарбонатный кальциево-магниевый, лишь в районе г. Ильджа она хлоридно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая, измененная в результате смешения с морской водой. В долине р. Большой Мендерес, в верховьях ее (г. Денизли), минерализация аллювиальных вод 0,3—0,4 г/л, в средней

Таблица 4

Город	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв					Формула химического состава
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$(Ca^{++}+Mg^{++})$	$(Na^{+}+K^{+})$	
Измир	0,14	12 0,34 17	26 0,54 25	73 1,2 58	30 2,08 100	Нет — —	$\frac{HCO_3 58 SO_4 25 Cl 17}{(Ca+Mg)100}$
Айдын	0,17	8 0,23 10	6 0,12 5	122 2 85	30 2,16 92	4,3 0,19 8	$\frac{HCO_3 85 Cl 10 SO_4 5}{(Ca+Mg)92(Na+K)8}$
Бурдур	0,21	28 0,79 25	22 0,46 15	114 1,87 60	40 2,84 91	6,5 0,28 9	$\frac{HCO_3 60 SO_4 15 Cl 25}{(Ca+Mg)91(Na+K)9}$
Айвалык	0,25	13 0,37 10	32 0,67 18	158 2,59 72	40 3,09 85	12,5 0,54 15	$\frac{HCO_3 77 SO_4 13 Cl 10}{(Ca+Mg)85(Na+K)15}$
Эдремит	0,26	12 0,34 10	23 0,48 13	167 2,74 77	60 3 84	12,5 0,56 16	$\frac{HCO_3 77 SO_4 13 Cl 10}{(Ca+Mg)84(Na+K)16}$
Айвалык	0,29	20 0,56 14	26 0,54 14	176 2,89 72	70 3,87 98	2,7 0,12 2	$\frac{HCO_3 72 SO_4 14 Cl 14}{(Ca+Mg)98}$
Мпляс	0,5	22 0,62 10	13 0,27 4	317 5,2 86	80 4,99 82	25,3 1,1 18	$\frac{HCO_3 86 Cl 10}{(Ca+Mg)82(Na+K)18}$
Гелиболу	0,52	70 1,97 26	14 0,29 4	323 5,29 70	120 7,55 100	Нет — —	$\frac{HCO_3 70 Cl 26}{(Ca+Mg)100}$
Илыджа	0,6	174 4,91 52	Нет — —	274 4,5 48	100 5,14 55	98 4,27 45	$\frac{Cl 52 HCO_3 48}{(Ca+Mg)55(Na+K)45}$
Гедиз	0,8	24 0,68 7	20 0,42 5	500 8,19 88	180 9,18 99	2,6 0,11 1	$\frac{HCO_3 88 Cl 7 SO_4 5}{(Ca+Mg)99}$

части долины, близ городов Назилли и Айдын, до 0,5—1 г/л, в низовьях, около г. Герменджик, до 1,5 г/л.

В зонах тектонических нарушений воды четвертичных отложений обычно обладают более высокой минерализацией и пестрым составом, обусловленным смешением с восходящими по разломам водами глубоких горизонтов, обычно более минерализованными (города Гедиз, Сарай-Кей и др.).

С делювиально-элювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями конусов выноса и предгорных шлейфов, как отмечает Фюрон (1955),

связаны значительные ресурсы подземных вод хорошего качества, но используются они пока очень слабо.

В Мендересском бассейне выявлено много минеральных и термальных источников, как правило, приуроченных к зонам тектонических нарушений. Наиболее распространены азотные термы, среди которых локальными участками встречаются выходы холодных углекислых вод. Содержание свободной углекислоты в последних 2 г/л и более. Температура воды в азотных термах 20—80, иногда до 100° С. И углекислые холодные, и азотные термальные воды могут быть использованы в лечебных целях, а также как возможное сырье для извлечения из них лития, рубидия, цезия, бора и др.

Мендересский бассейн в целом хорошо обеспечен пресными подземными водами. В настоящее время интенсивно эксплуатируются лишь неглубоко залегающие воды аллювиальных отложений речных долин, отдельных межгорных впадин и прибрежной полосы. В некоторых районах главным источником водоснабжения являются высокодебитные родники, выходящие из закарстованных известняков. Там, где обнажаются породы фундамента, ресурсы подземных вод невелики. На этих площадях большое значение для водоснабжения имеют подземные воды, формирующиеся в зонах разрывных нарушений, в отложениях конусов выноса и предгорных шлейфов.

2. Туз-Конийский артезианский бассейн

Бассейн занимает среднюю часть Северо-Средиземноморского района. Его площадь около 80 тыс. км². В отличие от других артезианских бассейнов Анатолийского полуострова он не имеет стока в море. Бо́льшую часть бассейна занимает очень слабо расчлененное плато, на равнинном фоне которого поднимаются небольшие хребты с абсолютными отметками до 2000—2500 м (Султан и Эгрибуруп на западе, Караджадаг в центральной части и Мелендиз на востоке).

В геологическом строении внешней области питания участвуют метаморфические образования докембрия, кембрия, пермо-карбона, нерасчлененные отложения юры и мела, мела, палеогена и миоцена. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена впадинами Туз и Конья, разделенными слабо выраженным в рельефе выступом палеозойских пород, а также несколькими более мелкими впадинами в его западной части. Все они выполнены осадочными и эффузивными породами кайнозоя. Важное значение в тектонической структуре бассейна имеют разрывные дислокации, с запада, востока и юга ограничивающие впадину Туз, с запада и юго-запада — впадину Конья и краевые части структур, сложенные древними метаморфическими толщами.

Докембрийские и кембрийские образования представлены гнейсами, кварцитами, амфиболитами, слюдяными и глинистыми сланцами и мраморами. Они слагают ядра крупных антиклиналей, выступающих в наиболее приподнятых частях хребтов Султан, Хайдар, Болкар и др. Юрско-меловые и меловые породы состоят из известняков, которым подчинены сланцы, доломиты, мергели, серпентиниты, радиоляриты. В разрезе палеогена установлены известняки, песчаники, конгломераты, реже сланцы, образующие небольшие поля в восточной части бассейна. В южной части бассейна на северных склонах Таврского хребта от г. Конья до г. Караылган развиты преимущественно миоценовые конгломераты, известняки и мергели.

Подземные воды во внешней области питания бассейна накапливаются в зонах экзогенной трещиноватости пород и контактов одних пород с другими,

а также в тектонических трещинах и карстовых полостях известняков. Максимальная глубина залегания воды (несколько десятков метров) приурочена к водораздельным участкам рельефа. В отрицательных формах рельефа и в основании склонов возвышенностей подземные воды наиболее близко подступают к поверхности земли. Водовмещающие породы питают здесь многочисленные родники, выходящие в долинах рек, ручьев и оврагов. Наиболее широко во внешней области питания распространены известняки, характеризующиеся максимальной водоносностью в связи с повсеместно наблюдающимися в них процессами карстообразования.

Г. Старк (Stark, 1957), изучавший проявления карста в Анатолии с целью решения некоторых проблем водного хозяйства, отмечает, что особенно широко карст развит в Западном Тавре. Карстовые воронки и провалы («дюды») имеются здесь и в слоистых и в массивных известняках, независимо от направления падения пластов. Бóльшая часть карстовых воронок и провалов, расположенных по краям бессточных котловин, связана с зонами повышенной трещиноватости в известняках тектонического или экзогенного происхождения. Провалы достигают нескольких десятков квадратных метров в поперечнике, что обусловливает их высокую водопоглощающую способность. Например, карстовый провал, находящийся на южном берегу оз. Сугла, поглощает до 20 м³/с воды, а провалы у оз. Карамык — до сотен кубических метров в секунду. У подножий гор и в долинах рек размеры карстовых воронок и провалов гораздо меньше, поэтому меньше и их водопоглощающая способность. Старк описал в Западном Тавре бессточные карстовые впадины Голдаг, Бейдаг и др. Дно впадин обычно ровное, в центральной части покрытое тонкозернистыми песками, глинами и илами, а в краевой и в устьевой частях рек, стекающих во впадины, — более грубыми осадками.

Карстовые воды питают многочисленные родники. В Восточном Тавре в районе г. Нигде дебиты родников, выходящих из докембрийских и кембрийских известняков, до 50 л/с, в хребтах Султан и Хакыт более 10 л/с, близ городов Бор и Коскпынары до 200—300 л/с, у соленого оз. Карамык до 1000—2000 л/с. Старк считает, что с карстовыми водами этих известняков связаны также родники с пресной водой, выходящие на дне оз. Эгридир, область питания которых удалена от озера почти на 20 км. Он приводит примеры связи многих крупных родников с карстовыми полями и указывает, что расстояние между ними достигает 40—60 км. Много родников, приуроченных к закарстованным меловым известнякам, известно в районе г. Конья. Однако дебиты их не превышают 8 л/с.

По данным Фюрона (1955), подземные напорные воды в меловых (?) известняках встречены скважиной на глубине 232—246 м в 20 км к юго-востоку от г. Караман; дебит скважины составил 11 л/с. Близ г. Конья напорные воды вскрыты также в неогеновых (?) известняках на глубине 300 м; пьезометрический уровень их установился на 14 м ниже поверхности земли.

Высокообводнены отложения внешней области питания в зонах тектонических нарушений и контактов пород разного состава. Например, в районе г. Эрегли к зоне контакта закарстованных известняков докембрия и кембрия с метаморфическими породами того же возраста приурочена группа родников с суммарным дебитом 6000 л/с. Близ г. Динар дебит родника, выходящего из зоны разлома в юрско-меловых известняках и сланцах, 83 л/с.

Минерализация вод, формирующихся в известняках, до 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Во внутренних частях бассейна в некоторых пунктах на глубине 200—300 м в известняках были вскрыты высоко-

минерализованные воды, содержащие (в мг/л): хлор-ион 9450, сульфат-ион 3651 и гидрокарбонат-ион 527.

Впадины Туз и Конья выполнены отложениями плиоцена, кайнозойскими эффузивами и осадками четвертичного возраста. Плиоценовые отложения мощностью 60—500 м сложены главным образом известняками, меньше мергелями, конгломератами и глинами. Как и во внешней области питания, значительные скопления подземных вод здесь наблюдаются в известняках. В некоторых межгорных впадинах они вскрываются на глубине до 100 м и являются свободными, в других глубина залегания воды увеличивается до 200 м и более и она приобретает напорный режим (города Полатли, Алтынова, Конья, Караман и др.).

М. Дизиоглу (1959) указывает, что между городами Полатли и Конья в известняках плиоцена установлено два слабо выдержанных водоносных горизонта: верхний на глубине 30 м, второй несколько глубже. В 20 км юго-восточнее г. Караман в трещиноватых и кавернозных известняках в интервале 46—76 м обнаружено три водоносных горизонта (Фюрон, 1955). Дебиты скважин, вскрывших верхний водоносный горизонт, около 1 л/с. В районе самого города напорные самоизливающиеся воды в известняках залегают на глубине 187—199 м. Дебиты скважин при фонтанировании воды 0,9—3,7 л/с.

Дебиты родников, выходящих из закарстованных известняков в 16 км юго-западнее г. Нигде и в г. Коскпынары, соответственно 200 и 300 л/с.

Минерализация воды известняков в краевых частях впадин 0,2—0,8 г/л, по направлению к центральным частям возрастает до нескольких граммов на литр и становится солоноватой и соленой. Состав воды при этом изменяется от гидрокарбонатного кальциево-магниевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциево-магниевого на сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, а затем преимущественно на хлоридный натриево-магниевый и натриево-кальциево-магниевый. Химический состав этих вод (по Каглару, 1959) приведен в табл. 5.

Значительные площади внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна заняты полями кайнозойских эффузивов. Они слагают плато Обрук, небольшие массивы в районе оз. Батаклык и западнее г. Конья, наиболее молодые представители их заполняют некоторые речные долины (Фюрон, 1955). Эффузивная толща мощностью более 500 м состоит из базальтов, андезитов, их туфов и туфобрекчий, а также прослоев осадочных пород озерного типа.

Подземные воды эффузивов изучались в районе городов Нигде и Эрегли. Здесь толща эффузивов сложена чередующимися базальтовыми потоками, туфами и вулканическими брекчиями. Базальты лишь сверху трещиноваты, а в основном представлены плотными разностями. Наиболее водоносны туфы и туфобрекчии, к которым приурочены выходы многочисленных родников, располагающихся в долинах в основании террасовидных уступов. На родниковой воде, выходящей из эффузивов, основано водоснабжение г. Нигде. Дебиты родников в районе г. Ешиль-Бруч достигают 9 л/с, в г. Кырпыкынар 11 л/с (Фюрон, 1955), в 4—5 км северо-восточнее дер. Гельчук из пещеры в вулканических брекчиях выходит родник с дебитом до 100 л/с. Много довольно крупных родников выходит из эффузивов также в массиве Мелендиз. Подземные воды эффузивов в ряде мест вскрываются колодцами и скважинами на глубине 2—65 м. Дебит одной из скважин, пройденной в г. Куютатларкою, 0,01 л/с при вскрытой мощности туфов 3 м (Фюрон, 1955). Приведенные материалы свидетельствуют о чрезвычайно пестрой водоносности пород эффузивной толщи. Хотя сведения о составе воды отсутствуют, можно полагать, что она является гидрокарбонатной кальцевой или магниевой с весьма незначительной минерализацией.

Таблица 5

Город	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Формула химического состава
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$(Na^+ + K^+)$	
Алтынова	0,25	152 2,5 74	13 0,3 9	21 0,6 17	45 2,2 65	14 1,2 35	Нет — —	$\frac{HCO_3 74 Cl 17 SO_4 9}{Ca 65 Mg 35}$
Сарайёню	0,75	221 1,6 39	72 1.5 13	198 5,6 48	— 5,2 41	—	172 7,5 59	$\frac{Cl 48 HCO_3 39 SO_4 13}{(Na+K)59(Ca+Mg)41}$
Кукуртлу	1,47	452 9,4 43	461 9,6 44	96 2,7 13	174 8,7 40	17 1,4 6	267 11,6 54	$\frac{SO_4 44 HCO_3 43 Cl 13}{(Na+K)54 Ca 40 Mg 6}$
Кпапк	4,60	600 12,5 17	490 10,2 14	1830 51,6 69	— — —	— 2,9 4	1642 71,4 96	$\frac{Cl 69 HCO_3 17 SO_4 14}{(Na+K)96}$
Карахисар	7,21	2162 45,0 38	807 16,8 14	2032 57,3 48	343 17,1 16	410 33,7 29	1460 63,5 55	$\frac{Cl 48 HCO_3 38 SO_4 14}{(Na+K)55 Mg 29 Ca 16}$

Четвертичные отложения бассейна имеют мощность до 150 м и генетически довольно разнообразны. В отношении формирования ресурсов подземных вод наибольший интерес представляют аллювиально-пролювиальные отложения, выполняющие древние и современные долины межгорных впадин. Водовмещающими являются песчано-гравийно-галечниковые образования, характеризующиеся большой изменчивостью состава в разрезе и по падению долин. Вода в этих отложениях вскрыта сотнями шахтных и буровых колодцев: в районе г. Конья на глубине 5—20 м, близ г. Караман 15 м, в г. Тепекёй 99 м, в районе г. Субатан 40 м, около г. Явасан более 115 м, в районе г. Нигде 4—65 м. Фюрон (1955) указывает, что весьма значительные ресурсы подземных вод заключены в аллювиально-пролювиальных, а также пролювиальных отложениях конусов выноса и предгорных шлейфов, широко развитых в бассейне, в которых они залегают на глубине 20—50 м.

В краевых частях межгорных впадин воды первого от поверхности водоносного горизонта четвертичных отложений гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией не более 1 г/л. По мере удаления от горного обрамления впадин минерализация воды постепенно возрастает и в районе г. Явасан (впадина Туз) в связи с появлением в разрезе солеиосных глин достигает уже 10 г/л, состав воды становится хлоридным натриевым. Наиболее отчетливо горизонтальная зональность в изменении химического состава грунтовых вод (табл. 6) проявляется в районе г. Конья (Каглар, 1959).

Указанная зональность сформировалась главным образом под влиянием процессов испарительной концентрации. Ниже горизонта грунтовых вод здесь залегает напорный горизонт с пресными водами, поступление воды в который происходит, по-видимому, со стороны внешней области питания бассейна.

Таким образом, во впадине Конья установлена инверсия химического состава подземных вод, обусловленная рядом природных факторов. Во впадине оз. Акшехир, расположенной в северной части бассейна, в четвертичных отложениях распространены высокоминерализованные воды (Фюрон, 1955).

Таблица 6

Местоположение	pH	Содержание, мг/л			
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-
Дедемоглу-Фетхпо . . .	7,2	463,4	1367,2	719,2	1,2
Дедемоглу-Абдытолу . .	7,2	1078	5353,5	719,2	0,25
Дедемоглу-Кызылкас .	7,2	5220	3589,9	872,9	—
Дедемоглу-Акверды . .	7,2	9450	3650,6	527	0,5

Итак, основное значение в Туз-Конийском артезианском бассейне имеют подземные воды, формирующиеся в разновозрастных закарстованных известняках и в четвертичных аллювиально-пролювиальных отложениях. На их эксплуатации основано водоснабжение подавляющего числа городов и других населенных пунктов. Водообеспеченность бассейна в целом достаточно высокая, но неодинаковая в различных его частях. Вместе с тем бассейн все еще слабо изучен, особенно глубокие водоносные горизонты, которые помимо пресных вод могут содержать также крепкие рассолы с бором, бромом, иодом, стронцием, литием или некоторыми из них.

3. Антальский артезианский бассейн

Бассейн расположен на юге описываемого района, его площадь около 20 тыс. км². Количество осадков в прибрежной части 1000—1200 мм, а в горах до 2500 мм в год.

В геологическом строении бассейна принимают участие отложения докембрия, девона, пермо-карбона, мезозоя и кайнозоя.

Подземные воды бассейна изучены чрезвычайно слабо, сведения о них очень скудны и отрывочны. Внешняя область питания, представленная горами, обрамляющими межгорные впадины, сложена донеогеновыми породами, межгорные впадины — область внутреннего питания и накопления подземных вод — выполнены неогеновыми и четвертичными отложениями.

Докембрийские образования, входящие в состав выступов фундамента бассейна, распространены на его крайнем юго-востоке и представлены гнейсами, кварцитами, сланцами и мраморами мощностью более 1000 м. Девонские и пермо-карбоновые отложения — кварциты, сланцы и известняки — образуют в нагорье Ташели толщу мощностью до 3000 м. Мезозойские породы слагают бо́льшую часть Западного Тавра и на небольшой площади наблюдаются на северо-западе бассейна. В разрезе их преобладают известняки, образующие толщу мощностью до 2000 м, затем следуют сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты, редко спилиты, базальты и их туфы. Отложения палеогена (эоцена) развиты в Западном Тавре и в западной части бассейна. Они представлены известняками, песчаниками, конгломератами, реже сланцами.

Таким образом, из изложенного видно, что главным элементом состава стратифицированных комплексов, участвующих в геологическом строении

внешней области питания бассейна, являются известняки. Характерная особенность последних — повсеместная и сильная закарстованность. Карстовые районы находятся в западной (оз. Авлан, г. Эльмалы, оз. Сёгют), центральной (оз. Кестель, верховья р. Аксу, бассейн р. Кёпрю) и восточной (г. Джевизлы) частях бассейна. Карстовые формы рельефа и проявления карста — провалы, воронки, поноры, пещеры, пустоты — развиваются главным образом по плокостям напластования, реже по трещинам отдельности. Нередко они обнаруживают пространственную связь с зонами разрывных нарушений, обрамляющих межгорные впадины. Размеры этих проявлений различны. По Старку, близ г. Эльмалы сечение устья одной из пещер 400 м², а в 40 м от него сужается до 100 м². Диаметр воронок на поверхности 2—3 м, в нижней части они обычно разбиты многочисленными зияющими трещинами шириной 1—10 см. Такие пещеры и провалы способны поглощать до 5—10 м³/с воды.

Таблица 7

Карстовый район	Абс. отм. поверхности, м	Родник	Абс. отм. поверхности выхода родника, м	Расстояние от родника до карстового района, км
Эльмалы	1040	Башгёз	650	8
		Демирчилик	30	30
		Текке	30	34
		Корума	30	62
		Дуролилер	50	65
		Дегирмен	1250	2
Сёгют	1350	Карамуза	1250	12
		Сегютпинар	1110	18
		Киркгёз	300	30
Кестель	800	Пирнабаши	500	23
		Икпзпинар	650	20
Гембос	1130	Эргепли	800	14
		Элбиз	550	22

Известняки питают многочисленные родники с дебитом от нескольких литров до 10 м³/с, дающих начало густой гидрографической сети бассейна. Связь родников с проявлениями карста (Stark, 1957) хорошо видна из табл. 7.

Как видно из этих данных, карстовые подземные формы образуют мощную взаимосвязанную систему сложных путей, пронизывающих массивы карбонатных пород на всей площади их распространения в пределах бассейна, в связи с чем влияние карстовых районов на выходы подземных вод сказывается на десятки километров. Глубина развития карста определяется, видимо, разностью отметок карстового района и залива Анталья, служащего местным базисом эрозии и одновременно зоной разгрузки карстовых вод, о чем свидетельствуют родники с пресной водой, выявленные на дне залива.

По Г. Кальвейту (Kalweit, 1958), в районе карстового озера Сугла, расположенного в восточной части бассейна в речках и ручьях, питающихся водами карстовых родников, содержание хлора составляет 5,6—12,8 мг/л, т. е. вода пресная. Подземная вода в мезозойских известняках в районе г. Джевизлы, находящемся в той же части бассейна, также пресная с плотным остатком 0,7 г/л, состав ее гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый. По-видимому, подобные воды характерны и для всех остальных известняков внешней области питания бассейна.

Неогеновые отложения внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна, представленной цепочкой межгорных впадин (Авлан, Карагёл и др.) и впадиной долины р. Каджачай, сложены конгломератами, мерге-

лями, известняками, песками и глинами с прослоями гипса. Состав пород позволяет предполагать, что в них могут формироваться свободные и напорные подземные воды, пресные, преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые в краевых частях впадин и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые и хлоридные натриевые в их центральных частях и глубоких горизонтах. Водоносность пород довольно пестрая, но наибольшие дебиты можно ожидать в скважинах, которые вскроют известняки и конгломераты. Питаются подземные воды главным образом за счет подтока воды со стороны внешней области питания бассейна, разгружаются по зонам разломов в залегающие выше водоносные четвертичные отложения и частично, по-видимому, в Средиземное море.

Водовмещающие породы четвертичных отложений представлены песчано-глинистыми гравийно-галечниковыми накоплениями аллювия и аллювио-пролювия речных долин, конусов выноса и предгорных шлейфов. Наиболее значительные ресурсы пресных подземных вод формируются здесь в аллювиальных гравийно-галечниковых песках; возможные дебиты скважин 3—5 л/с и более. По наблюдениям в г. Анталья вода в отложениях аллювия гидрокарбонатная кальциево-магниевая (Каглар, 1959).

Обилие родников и густая гидрографическая сеть позволяют сделать вывод, что бóльшая часть бассейна, несомненно, высоко водообеспечена. Некоторые затруднения в водоснабжении пресными подземными водами, возможно, имеются во впадинах западной части бассейна и в самой прибрежной зоне Средиземного моря в связи с влиянием на подземные воды высокоминерализованных морских вод.

4. Аданский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает восточную часть Северо-Средиземноморского района, его площадь около 118 тыс. км². В геологическом строении внешней области питания его принимают участие отложения докембрия, нижнего палеозоя, девона, карбона, перми, всех трех систем мезозоя и палеогена. Отложения дислоцированы в сложные складки, разорваны сбросами и прорваны интрузиями ультрабазитов. Среди отложений установлены кварциты, гнейсы, конгломераты, сланцы, мраморы, известняки, мергели, доломиты, песчаники, спилиты и их туфы. Мощность пород достигает нескольких километров, причем значительную часть ее (более 50%) составляют карбонатные образования.

Подземная вода скапливается в зоне экзогенной трещиноватости, а в карбонатных толщах еще и в карстовых полостях. Важное значение для формирования ресурсов подземных вод имеют зоны разломов, проникающие на глубину в несколько сот метров и сопровождающиеся повышенной трещиноватостью пород.

Как и в вышеописанных артезианских бассейнах, максимальной водоносностью здесь характеризуются, по-видимому, закарстованные известняки, питающие родники с дебитами в несколько десятков, а возможно, и сотен литров в секунду. Водоносность остальных пород значительно меньше. Минерализация воды до 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена Аданским краевым прогибом, расположенным в зоне сочленения Альпийской складчатой области с Аравийской платформой, а также несколькими небольшими межгорными впадинами, находящимися в западной части бассейна и в долине р. Джейхан. Впадины выполнены неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые мощностью 800—3000 м представлены известняками, конгломератами и мергелями, местами гипсоносными. Известняки закарстованы

что проявляется в наличии в поле их развития понор, воронок и множества озер, питающихся подземной водой. Озера округлой формы, диаметром до 200 м и глубиной до 80 м, зеркало воды располагается на глубине 20—25 м. В неогеновых отложениях, по-видимому, имеется несколько водоносных напорных горизонтов, содержащих значительные ресурсы подземных вод. Минерализация воды родников, выходящих из них близ г. Тарсуса, 0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. В районе Искендеронского залива, где в разрезе неогена наблюдаются загипсованные глины, минерализация воды повышена. Здесь встречаются солоноватые и соленые воды сульфатного и хлоридного типов. Учитывая большую мощность неогеновых отложений, можно полагать, что глубокие горизонты их содержат высокоминерализованные воды хлоридного натриевого или натриево-кальциевого состава, обогащенные бромом, иодом и другими микрокомпонентами.

Среди четвертичных отложений бассейна мощностью до 300 м широко распространены аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования. Водовмещающие породы их представлены песками с гравием и галькой, водоупорные, местами делящие водоносную толщу на несколько горизонтов, — глинами. В Аданской впадине в разрезе аллювия установлено три водоносных горизонта. Верхний имеет характер грунтового потока и вскрывается многочисленными колодцами на 0,5—1 м ниже поверхности земли. Нижележащие водоносные горизонты, содержащие напорные воды, встречаются на глубине 25—40 м. Пьезометрический уровень среднего водоносного горизонта поднимается на несколько метров выше устьев скважин. Дебиты колодцев и скважин, по-видимому, высокие. По Каглару (1959), минерализация воды не превышает 0,6 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый, реже кальциево-магниево-натриевый (табл. 8).

Таблица 8

Город	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв					Формула химического состава
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	$(Ca^{2+}+Mg^{2+})$	$(Na^{+}+K^{+})$	
Адана	0,35	201 3,29 69	38 0,79 16	24 0,68 15	58 3,64 76	26 1,12 24	$\frac{HCO_3 69 SO_4 16 Cl 15}{(Ca+Mg)76(Na+K)24}$
Тарсус	0,45	303 4,97 81	19 0,40 6	29 0,79 13	90 5,60 91	13 0,56 9	$\frac{HCO_3 81 Cl 13 SO_4 6}{(Ca+Mg)91(Na+K)9}$
Тарсус	0,52	269 4,41 59	35 0,73 10	84 2,37 31	100 6,28 84	28 1,23 16	$\frac{HCO_3 59 Cl 31 SO_4 10}{(Ca+Mg)84(Na+K)16}$
Тарсус-Бихче	0,43	303 4,97 87	13 0,27 5	16 0,45 8	74 4,60 81	25 1,09 19	$\frac{HCO_3 87 Cl 8 SO_4 5}{(Ca+Mg)81(Na+K)19}$

Грунтовые воды имеют очень незначительный уклон в сторону моря, в связи с чем в колодцах они нередко застаиваются и качество их ухудшается. Поэтому большое значение в прибрежной зоне приобретают пресные воды нижеле-

жащих напорных водоносных горизонтов, изолированные от влияния моря и климатических факторов. Соотношение уровней этих вод с поверхностью грунтовых вод и особенности строения водоносной толщи дают основание предполагать, что напорные воды разгружаются в Средиземном море на значительном расстоянии от береговой линии.

Песчано-гравийно-галечниковые отложения конусов выноса и предгорных шлейфов, обрамляющие Аданскую впадину, развиты вдоль морского побережья на западе бассейна и в долине р. Гексу. В этих отложениях, вероятно, накапливаются значительные ресурсы подземных вод, пригодные для водоснабжения.

Таким образом, несмотря на слабую изученность бассейна, можно заключить, что бо́льшая часть его хорошо обеспечена пресными подземными водами. Слабо обеспечены этими водами лишь участки, расположенные на крайнем севере и западе бассейна (верховье р. Гекчай), характеризующиеся засушливым климатом.

III. ВОСТОЧНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район расположен на восточном побережье Средиземного моря, где занимает площадь около 102 тыс. км². Рельеф его неоднороден: выделяются прибрежная равнина, горные сооружения центральной части района, зона межгорных впадин, безымянные горы, обрамляющие район с востока, и плато Эт-Тих.



Рис. 5. Распределение атмосферных осадков на территории Восточно-Средиземноморского гидрогеологического района
Граница: *1* — района, *2* — артезианского бассейна; *3* — линия местного водораздела; *4* — местонахождение метеостанции и среднегодовое количество осадков (мм)

Распределение осадков показано на рис.5. Количество их уменьшается с севера и запада на юг и восток, а в горах увеличивается с их высотой. Бо́льшая часть осадков выпадает с декабря по февраль, летом осадки обычно отсутствуют.

Характеристика важнейших рек района (по Мусли, 1954 и Щукину, 1967) приведена в табл. 9.

Питание рек осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков, а некоторых из них (Ибрахим, Эль-Аси, Эль-Литани) за счет карстовых вод. В северной части района речной сток превышает 200 мм, в южной уменьшается до 50 мм. Южнее г. Тель-Авива постоянные водотоки отсутствуют.

На площади района расположены проточные озера Хула (14 км²), Хомс (32 км²), Амик (120 км²), Тивериадское (165 км²) с пресной водой и бессточное соленое озеро — Мертвое море. Длина последнего около 80 км, ширина 17 км, площадь водной поверхности 940 км², максимальная глубина 388 м, объем воды 136 км³. В многолетнем плане уровень воды в озере испытывает значительное колебание (до 11 м), но в течение года оно не превышает 0,3 м и зависит от особенностей питания. Последнее складывается из речного стока — 1250мм (79,2%), паводковых вод — 150 мм (9,6%), подземных вод — 100 мм (6,2%) и атмосферных осадков — 80 мм (5%). Сумма приходных частей водного баланса, составляющая 1580 мм, или 1,58 км³/год, полностью расходуется на испарение с поверхности озера. Минерализация воды поверхностного слоя озера 282 и 293 г/л в апреле — мае и феврале в северной его части, 290 и 300 г/л в мае и августе в южной (Neev and Emery, 1967). Изменение химического состава воды Мертвого моря с глубиной, по данным тех же авторов, приведено в табл. 10.

Таблица 9

Река	Длина, км	Площадь бассейна, км²	Расход, м³/с		
			наименьший	наибольший	средний
Эль-Аси . . .	620	23 910	10	400	18
Иордан . . .	248	16 335	16	660	36,7
Эль-Литани .	170	2 220	0,5	1035	5,6
Африн	149	2 850	2	450	8
Ярмук	110	6 990	7	100	15
Эль-Кебир . .	80	1 040	—	—	15
Кишон	55	370	—	—	7,4
Ибрахим . . .	50	334	2,5	—	7,8—9,9

Вода в озере хлоридная магниево-натриево-кальциевая. Из микрокомпонентов определены алюминий, бор, цинк, вольфрам, кремний, титан, марганец, железо, никель, свинец, ванадий, иод, хром, молибден и медь от десятых долей до 30 мг/л.

В районе выделяются два артезианских бассейна — Ливано-Синайский и Мертвого моря.

Таблица 10

Номер станции наблюдения	Глубина отбора проб, м	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, г/л								
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	Sr^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	Br^-
70	0	294,4	36,51	7,26	13,78	37	0,012	0,24	194,44	0,6	4,56
257	35	296,41	37,32	2,27	13,57	37,68	0,012	0,24	195,2	0,48	4,64
257	45	314,36	37,05	8,19	14,55	41,08	0,012	0,24	207,74	0,49	5,01
70	100	332,43	38,18	8,52	15,81	44,35	0,025	0,25	219,55	0,37	5,39
151	310	336,14	38,6	8,54	16,08	44,54	0,025	0,25	221,95	0,7	5,45

1. Ливано-Синайский артезианский бассейн

Этот бассейн протягивается вдоль побережья Средиземного моря почти на 1000 км. В геологическом строении внешней области питания его принимают участие главным образом мезозойские и палеоген-неогеновые осадочные образования, значительно меньше породы мезозойской ближе неопределенной офиолитовой формации. Водовмещающими среди последних являются ультрабазиты, спилиты и диабазы. Водоносность пород слабая, но в зонах разрывных нарушений заметно повышается и дебиты родников достигают 2—3 л/с (верховья р. Эль-Кебир и Сирии). Минерализация воды обычно не превышает 1 г/л, состав ее гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный магниевый или натриевый, иногда с повышенным содержанием кремнекислоты.

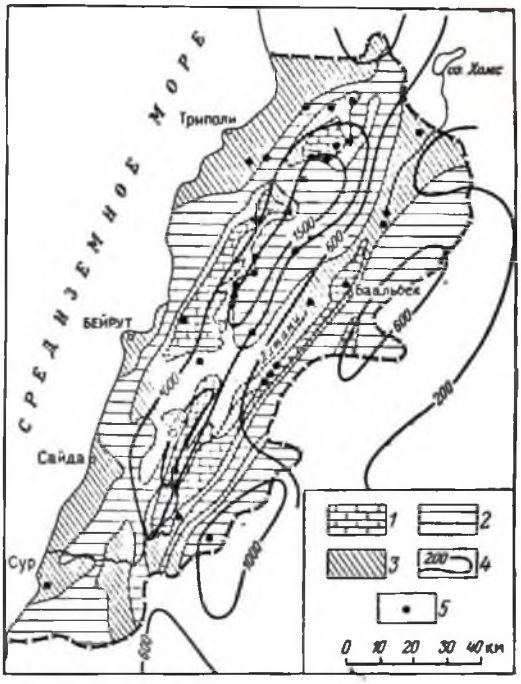


Рис. 6. Схема расположения родников на территории Ливана (по Абд-Эль-Алу, 1959)

1 — известняки закарстованные; *2* — известняки доломитизированные закарстованные с прослоями мергелей; *3* — мергели, песчаники, конгломераты, прослои известняков; *4* — среднее количество атмосферных осадков, мм/год; *5* — родники с дебитами от 300 до 8000 л/с

В составе мезозойских отложений высоководоносны юрские и меловые закарстованные и трещиноватые известняки и доломиты. Наиболее активно процессы карстообразования, сопровождающиеся образованием воронок, пещер и подземных каналов протяженностью в несколько километров и весьма сложной конфигурации, протекают в хорошо орошаемых атмосферной влагой хребтах Ливана и Галилеи и в расчленяющих их долинах рек Бейрут, Эд-Дамур, Сафа (Dubertret, 1955; Абд-Эль-Ал, 1959). Глубина залегания подземных вод в значительной степени зависит от рельефа местности. В Сирии, близ сел. Сафита, грунтовые воды в меловых известняках вскрыты на 5 м ниже поверхности земли, близ г. Машъабей-Саде в вади Хабесор напорная вода в этих же породах встречена на глубине 60 м, а в предгорной части прибрежной равнины — на глубине 20—600 м. Пьезометрические уровни водоносных горизонтов устанавливаются на 10—30 м ниже поверхности земли, но в некоторых пунктах они поднимаются выше устьев скважин. Падение пьезометрических уровней происходит от горного обрамления бассейна в сторону Средиземного моря с уклоном 1—2° (Picard, 1953), что, очевидно, соответствует общему направлению движения подземных вод в пределах бассейна.

С карбонатными породами связаны мощные постоянно действующие родники («воклюзы»), дающие начало многим рекам, стекающим в Средиземное море с хребтов Ансария и Ливан. Дебиты родников достигают нескольких десятков, а иногда и сотен литров в секунду. Так, дебиты родников Антелиас и Дельбе

близ г. Бейрута, выходящих из карстовых воронок на дне одноименных долин, соответственно 130 и 300 л/с. В Ливане имеется более 30 карстовых родников с дебитом 300—8000 л/с, бо́льшая часть которых расположена на приводораздельных участках, обильно увлажняемых атмосферными осадками (рис. 6). По Абд-Эль-Алу (1959), в Сирии и Ливане на восполнение ресурсов карстовых вод идет не менее 600 мм осадков, а в горных массивах Самарии и Иудеи на территории Израиля, отличающихся меньшей закарстованностью известняков, около 150 мм, или 25% годовой суммы осадков. Однако и здесь имеются родники с очень высокими дебитами (Айн-Курдани 2900 л/с, Рас-Эль-Айн около 7000, группа родников Зерка 104 000 л/с).

Режим родников зависит от режима выпадения атмосферных осадков и инженерной деятельности человека. Кафри (Kafri, 1967), в частности, сообщает что дебиты карстовых родников Шуми и Тимсах, находящихся в районе г. Зихрон-Яаков, уменьшились под влиянием длительной и интенсивной откачки воды из близрасположенных скважин за время немногим более года соответственно от 250 до 14 и от 70 до 7 л/с. Кроме мощных карстовых родников в речных долинах внешней области питания часто встречаются нисходящие родники с дебитами до 3 л/с; многие из них летом пересыхают.

Дебиты скважин, вскрывших напорные воды мезозойских известняков и доломитов, 1,5—150, обычно 50—70 л/с. При этом понижения уровней воды составляют несколько метров, а в отдельных скважинах подобные притоки не сопровождаются заметным снижением уровней.

Кафри приводит данные о водоносности меловых отложений одного из участков в юго-западной части гор Кармель (Израиль). В структурном отношении участок представляет собой узкую (не более 1,5 км) синклиналь северо-восточного простирания, центральная часть которой сложена мергелями, а окраинные зоны — закарстованными рифогенными известняками и доломитами. Здесь пройдено несколько скважин глубиной примерно 100—900 м. Результаты опробования скважин на участке Зихрон-Яаков — Бат-Шеломо (Kafri, 1967) приведены в табл. 11.

Таблица 11

Окраинные зоны				Синклинальная зона			
Скважина	Дебит, л/с	Понижение, м	Удельный дебит, л/с	Скважина	Дебит, л/с	Понижение, м	Удельный дебит, л/с
Тут 1	242	8,20	28,7	Тут 3	16,5	23,5	0,6
Тирели 7	134	0,34	390	Тирели 7	9,2	195	0,05
Тирели 6	70	2,80	25	Дамун 7	9,2	33	0,28
Дамун 3	102	8,80	11,5	Афек 3	20,3	34,3	0,6
Дамун 6	70	5,70	12,2				

Из табл. 11 видно, что рифогенные карбонатные породы окраинной зоны характеризуются высокой водоносностью, а мергели, слагающие синклинальную зону, — незначительной водоносностью.

Юрские и меловые песчаники и глинистые известняки также обводнены слабо. Так, дебиты родников, выходящих на контакте меловых песчаников и глин на склонах хр. Ансария, 0,3—0,5, редко до 2,5 л/с.

На большей части внешней области питания распространены пресные воды. Однако состав их зависит от особенностей рельефа и зональности климата, что выражается в постепенном увеличении минерализации с севера на юг по мере усиления аридности климата и с востока на запад с удалением от приводораздельных участков, где выпадает максимальное количество осадков. Одновременно меняется и состав воды. В северной части бассейна в хребтах Ансария и Ливан повсеместно развиты гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,1—0,6, чаще 0,2—0,4 г/л. Южнее, в Галилее и Самарии, минерализация воды родников, выходящих из меловых отложений, повышается до 0,5—0,8 г/л, а в районе г. Хайфы достигает 3 г/л; состав воды становится гидрокарбонатно-хлоридным натриевым и кальциевым. В Негеве минерализация вод меловых отложений более 3 г/л (города Реховот, Машъабей-Саде, Беэр-Шева и др.), а на самом юге бассейна — 12 г/л; состав хлоридный и сульфатно-хлоридный. Высокая минерализация воды здесь помимо аридности климата обусловлена наличием хемогенных осадков.

Кроме широтной, в меловых известняках внешней области питания бассейна намечается вертикальная зональность в изменении минерализации и химического состава воды. Она была установлена Кафри (Kafri, 1967) в скв. Тут 3, пробуренной близ г. Зихрон-Яаков в 30 км южнее г. Хайфы (табл. 12). В этой же таблице помещены анализы по некоторым другим скважинам, вскрывшим воды меловых отложений в том же районе.

Таблица 12

Скважина и глубина отбора пробы	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Формула химического состава
		$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
Тут 1	0,59	40 1,7 21	85 4,2 51	28 2,3 28	72,4 2,04 25	21 0,4 5	339 5,6 70	$\frac{HCO_3 70 Cl 25 SO_4 5}{Ca 51 Mg 28 (Na+K) 21}$
Тут 3, 200 м	0,71	65 2,8 27	79 4 38	44 3,6 35	119,3 3,4 34	34 0,7 6,0	366 6 60	$\frac{HCO_3 60 Cl 34 SO_4 6}{Ca 38 Mg 35 (Na+K) 27}$
Тут 3, 780 м	6,25	2050 89,1 73	230,2 11,5 9	267,3 22,3 18	3845 110 87	510,3 10,6 9	347,5 5,7 4	$\frac{Cl 87 SO_4 9}{(Na+K) 73 Mg 18 Ca 9}$
Тирели 1	0,65	51,9 2,3 24	90,3 4,5 49	30,4 2,5 27	95 2,7 29	22,2 0,46 7	362,7 5,9 64	$\frac{HCO_3 61 Cl 29 SO_4 7}{Ca 49 Mg 27 (Na+K) 24}$
Тирели 5	0,66	60,2 2,6 27	93,8 4,7 49	28,2 2,3 24	113 3,2 34	24,7 0,5 5	350,5 5,7 61	$\frac{HCO_3 61 Cl 34 SO_4 5}{Ca 49 (Na+K) 27 Mg 24}$
Тирели 7	0,97	160 7 49	80,7 4 28	40,3 3,3 23	269,6 7,4 51	52 1,1 7	372 6,1 42	$\frac{Cl 51 HCO_3 42 SO_4 7}{(Na+K) 49 Ca 28 Mg 23}$

В составе палеогеновых отложений внешней области питания бассейна водоносны лишь известняки, мергели и различные сланцы служат водоупорами. В известняках формируются грунтовые и напорные воды. В Самарии в долинах рек и у подножий гор грунтовые воды часто залегают очень близко от поверхности земли и питают многочисленные родники, в городах Дженин, Мужаддайда и др. они встречаются на глубине 20—55 м, напорные воды — до 450 м (города Бордж-Ислам и Беэр-Шева); пьезометрические уровни их устанавливаются в нескольких метрах от дневной поверхности.

Водоносность известняков чрезвычайно пестрая. В северной части бассейна в верховьях р. Эль-Кебир и в районе г. Сур из известняков выходит большое количество родников с дебитами до 2,5 л/с. В Самарии и Иудее дебиты родников 0,1—152 л/с, причем все высокодебитные родники (Айн-Хард, близ г. Дженин, 152 л/с; Дженин, 106 л/с; Айн-Катнун, близ г. Наблус, 90 л/с и Рас-Эль-Айн, там же, 68 л/с) связаны с закарстованными известняками. Режим родников зависит от режима выпадения осадков. В период выпадения обильных дождей средние по дебитам родники увеличиваются в десятки раз, а малодебитные и в сотни. Притоки в скважины глубиной до 350 м в г. Бордж-Ислам 1,7—1,9 л/с; дебиты скважин в районе городов Дженин и Мужаддайда 0,6—1,8 л/с, а в г. Беэр-Шева при глубине 450 м лишь 0,45 л/с, т. е. с глубиной водоносность известняков уменьшается.

В хребтах Ансария и Ливан минерализация воды родников, выходящих из известняков, не превышает 0,2—0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый; в Самарии и Иудее минерализация возрастает до 0,4—0,9 г/л, состав гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый. Минерализация глубоких вод известняков, вскрытых скважинами в городах Бордж-Ислам и Беэр-Шева, соответственно 0,7 и 7,7 г/л. Состав ее по анионам и катионам смешанный или сульфатный натриевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена неогеновыми и четвертичными отложениями, а также кайнозойскими базальтами.

Водовмещающие породы первых представлены известняками, песчаниками, конгломератами и песками, водоупорные — мергелями, аргиллитами и глинами, залегающими в виде пачек и маломощных прослоев. В бассейне р. Эль-Кебир и в районе городов Триполи, Назарет и Афул грунтовые воды в этих породах располагаются на глубине 10—30 м, иногда более. Дебиты колодцев не превышают 1 л/с, скважин, пройденных в песчаниках плиоцена в долине р. Изреэль, 2,2—3,1 л/с; восходящих родников, приуроченных к зонам разломов в отложениях неогена, 0,5—2,5 л/с.

В северной части бассейна минерализация грунтовых вод 0,3—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный магниевый и кальциевый. В находящейся южнее долине Изреэль минерализация их возрастает до 1 г/л, а на прибрежной равнине Израиля в песчаниках на глубине 63,4 м встречены уже солоноватые воды (Loewengart, 1958). Есть основание полагать, что в нефтеносных отложениях неогена Синайского полуострова распространены высокоминерализованные термальные напорные воды хлоридного натриевого или натриево-кальциевого состава.

В кайнозойских базальтах подземные воды встречаются на глубине 15—160 м (район оз. Хомс). Дебиты скважин 2,5—4 л/с, минерализация воды 0,2—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный.

Водоносный комплекс четвертичных отложений широко распространен во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна. На Сре-

диземноморском побережье Израиля водовмещающими в их разрезе являются песчано-глинистые морские и континентальные образования плейстоцена, современные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные накопления и эоловые пески. На ливанской и сирийской частях побережья водоносные породы комплекса представлены морскими песчаниками, известняками, конгломератами и песками мощностью более 50 м, песками и галечниками речных долин. Наконец, на Синайском полуострове водоносные отложения четвертичного возраста состоят из песчано-глинистых аллювиально-пролювиальных и аллювиальных образований вадей и эоловых песков.

Водоносный комплекс обычно содержит несколько горизонтов. Первый водоносный горизонт, как правило, свободный, нижележащие, разделенные глинами и жирными суглинками, имеют напорный режим. Грунтовые воды в окрестностях городов Латакия, Джабла, Тартус залегают на глубине 1—15 м; в районе г. Хайфа и севернее г. Атлит в среднем 3—5 м, но не более 10 м; между Атлитом и Тель-Авивом 10—30 м на побережье и 40—50 м в предгорьях; южнее Тель-Авива 30—60 м; в прибрежной зоне Синайского полуострова 1—5 м, в глубине полуострова в зависимости от рельефа местности 35—80 м. Напорные воды встречены в аллювиальных отложениях речных долин Синайского полуострова. Пьезометрический уровень их устанавливается обычно на одной отметке с зеркалом грунтовых вод и свидетельствует о наличии гидравлической связи между этими двумя типами вод.

Четвертичные отложения высоководоносны. Дебиты родников, выходящих из аллювиальных и аллювиально-пролювиальных образований вади Эль-Ариш на Синайском полуострове, достигают 17 л/с; колодцев, в зависимости от вскрытой мощности водоносных отложений, от долей до 30 л/с; скважин 1,2—30 л/с. Лишь водоносность эоловых песков на полуострове, по-видимому, невысокая.

На использовании воды четвертичного водоносного комплекса в значительной степени основано водоснабжение Тель-Авива. Здесь имеется 36 буровых колодцев, дающих 1050 л/с воды, или в среднем по 28 л/с из каждого колодца. Всего к началу 60-х годов в прибрежной равнине Израиля насчитывалось 1200 копаных и буровых колодцев с общим дебитом 9,65 м³/с (Pietrokowski, 1950).

Интенсивная эксплуатация подземных вод на площади равнины местами вызвала значительное снижение их уровня и подсос морских соленых вод. Так, с 1933 по 1949 г. уровень подземных вод в Тель-Авиве снизился на 6 м, образовалась районная воронка депрессии, уровень воды которой установился на 5 м ниже отметки уреза воды в море. Это привело к увеличению минерализации воды в северной и западной частях города.

Пополняются естественные ресурсы подземных вод четвертичного комплекса за счет подтока воды со стороны внешней области питания бассейна и инфильтрации атмосферных осадков. Э. Эрикссон и В. Хунакасем (Eriksson, Khunakasem 1969) определили, что в прибрежной равнине Израиля в грунтовые воды просачивается 92—95 мм осадков, или 190 млн. м³/год. М. Бир и М. Шафрир (Bear, Shafrir, 1962) считают, что часть ресурсов грунтовых вод четвертичных отложений восполняется здесь за счет перетекания воды из нижележащего палеогенового водоносного комплекса.

Разгружаются подземные воды четвертичных отложений с помощью речной сети и дренажа их впадиной Средиземного моря.

На севере бассейна минерализация воды четвертичного комплекса 0,2—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Между городами Акко и Газа

количество растворенных в воде солей возрастает от 0,1 до 1 г/л, иногда несколько более (рис. 7). На Синайском полуострове вследствие высокой аридности климата минерализация воды увеличивается от 2—6 г/л в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях вади Эль-Ариш до 12 г/л в других районах его. Однако, образовавшись под влиянием процессов испарительной концентрации, с глубиной эта минерализация иногда уменьшается и часто под солеными водами верхнего горизонта здесь вскрываются пресные воды нижележащих горизонтов. При увеличении минерализации воды с глубиной состав ее изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного через сульфатно-хлоридный до хлоридного натриевого. Минерализация воды родников, выходящих в межгорных впадинах, протягивающихся параллельно вади Эль-Ариш, 1—1,5 г/л. Примерно такую же минерализацию имеют и грунтовые воды эоловых песков, развитых в морской литорали.

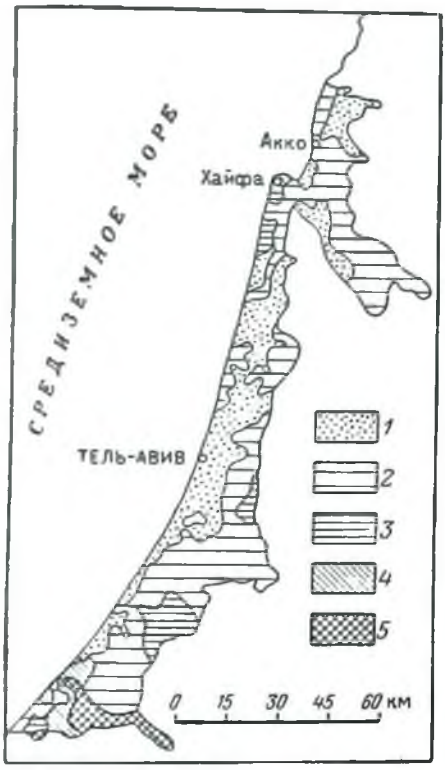


Рис. 7. Минерализация грунтовых вод четвертичных отложений прибрежной равнины Израиля, мг/л

1 — менее 100, *2* — от 100 до 350, *3* — от 350 до 600, *4* — от 600 до 1000; *5* — более 1000

В северной части Ливано-Синайского бассейна, внутренней областью питания и накопления подземных вод которого служит Присреднеземноморская прибрежная равнина, имеется еще несколько малых артезианских бассейнов, внутренними областями питания которых являются впадины Амик, Хомс, Эль-Габ, Литани и Бека. В геологическом строении этих бассейнов участвует тот же комплекс пород, что и в Ливано-Синайском. Ресурсы подземных вод в значительной степени определяются широким развитием разновозрастных закарстованных известняков и доломитов, а также разрывных дислокаций и в целом, по-видимому, очень высокие. Так, в юго-западной части впадины Эль-Габ близ г. Абу-Кбейа из карстовой воронки в юрских известняках выходит родник с дебитом 703 л/с, в этой же впадине меловые известняки питают родники Хувейда и Калъат-Эль-Мудик с дебитами соответственно 563 и 4670 л/с. На западе впадины Бека в 25 км северо-западнее г. Баальбек из юрских известняков выходит родник с дебитом 800 л/с; дебиты родников близ городов Эль-Лабва и Баальбек, приуроченных к меловым закарстованным известнякам, превышают 2000 л/с. В южной части Литани близ г. Келия наблюдаются многочисленные выходы воды из карстовых воронок в юрских известняках, составляющие группу родников Айн-Зарка, с дебитом, достигающим 13 000 л/с. В этом бассейне, а также в бассейне Амик имеются многочисленные родники с дебитами 1—10 л/с, а в отдельных пунктах и более, приуроченные к меловым известнякам и доломитам. Дебиты этих родников зависят от режима выпадения осадков. В засушливые периоды малодебитные родники, как правило, не функционируют.

Водоносность палеогеновых и миоценовых отложений, развитых лишь в северной и восточной частях внешней области питания бассейна Эль-Габ, невысокая; дебиты редких естественных водопроявлений, связанных с ними, не превышают 15 л/с. На дне вадей, расчленяющих внешнюю область питания бассейна, вода в известняках находится на глубине 6—30 м.

Минерализация воды внешних областей питания малых бассейнов 0,2—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый или натриево-кальциевый.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены плиоценовыми отложениями. Водоносность их изучена недостаточно. Известно лишь, что первая от поверхности свободная вода залегает на глубине 5—55 м; она каптируется многочисленными колодцами с дебитами 0,5—3 л/с. Минерализация воды 0,3—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный, по катионам смешанный.

Проявления минеральных подземных вод имеются в районе г. Хайфы. Они представлены термальными источниками, приуроченными к кайнозойским базальтам. Температура воды 34,1—48,8° С, минерализация около 1,2 г/л.

Как видно из приведенных материалов, в северной части бассейна повсеместно развиты пресные подземные воды, естественные ресурсы которых только в израильской части внешней области питания его оцениваются в 1,3 млрд. $м^3$/год. Эта часть бассейна является высоководообеспеченной. Значительно слабее обеспеченность подземными водами южной части бассейна, характеризующейся недостаточным увлажнением и отрицательным водным балансом. Правда, она изучена значительно хуже. Не исключено, что при постановке здесь широких поисковых работ будут обнаружены значительные ресурсы пресных или слабосолоноватых, но пригодных для водоснабжения вод.

Наличие на Синайском полуострове в глубоких горизонтах осадочного чехла его месторождений и проявлений нефти и газа позволяет предполагать, что здесь существуют затрудненные условия водообмена или застойного режима подземных вод и что поэтому последние имеют высокую минерализацию и хлоридный натриевый или натриево-кальциевый состав и, возможно, содержат в повышенных количествах иод, бром, бор и другие микрокомпоненты.

Таким образом, в Ливано-Синайском бассейне, по-видимому, имеется не только горизонтальная зональность в изменении минерализации и химического состава подземных вод, но и вертикальная.

2. Артезианский бассейн Мертвого моря

Этот бассейн занимает восточную часть описываемого района. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, представленная одноименной впадиной, расположена асимметрично по отношению к разным частям внешней области питания его. Восточная часть последней занимает более половины площади бассейна и представляет собой полупустынное нагорье, поднятое на высоту до 1000 м над уровнем моря и получающее около 100 мм осадков в год. На внешнюю область питания западной части бассейна приходится 15—20% его площади.

В геологическом строении бассейна различают дограбеновые и послеграбеновые образования (Neev and Emery, 1967). Первые слагают внешнюю область его питания. Среди них установлены докембрийские интрузивные породы; нубийские (палеозой — нижний мел) песчаники, конгломераты, реже карбонатные породы и глины; меловые и палеогеновые известняки, доломиты

и мергели; неогеновые красные сланцы формации хацева и кайнозойские эффузивы, представленные главным образом базальтами (рис. 8).

Послеграбеновые отложения выполняют впадину — грабен Мертвого моря. В их составе выделяется пять формаций. Наиболее ранняя (ранний плиоцен — нижний плейстоцен) — формация каменной соли мощностью около 4000 м. Далее следуют формации седом и футхил, состоящие из переслаивающихся соленосных пород и гравийно-мергельных образований. На них залегают тонкослоистые коричневато-зеленые соленосные глины формации хамармар. Заканчивается разрез широко распространенной формацией лизан. В основании ее располагаются перемежающиеся красно- и серо- коричневые тонкослоистые мелко- и грубозернистые породы, выше- серо-белые арагонитовые, кальцитовые и глинистые сланцеватые осадки с маломощными прослоями гипса, верхнюю часть разреза мощностью 4—10 м слагают светло-серые неслоистые образования с большим количеством солей. По западному борту впадины широко развиты озерные известковые туфы, образующие слой мощностью 0,2—2 м (рис. 9).

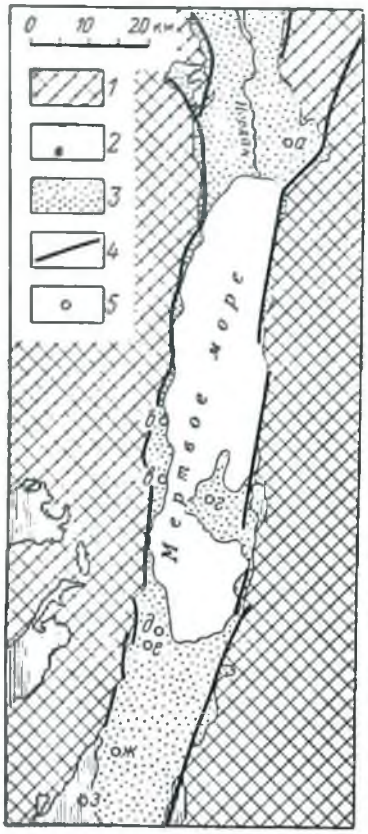


Рис. 8. Схематическая геологическая карта района Мертвого моря (Neev, Emery, 1967)

1 — допеогеновые отложения; *2* — неогеновые отложения; *3* — четвертичные отложения, *4* — разрывные нарушения; *5* — скважины: *а* — долина Иордана, *б* — Айн-Геди 2, *в* — Метсада, *г* — Эль-Лизан 1, *д* — Седом 1, *е* — Седом 2, *ж* — Арава 1, *з* — Хацева

В тектоническом отношении во впадине выделяются четыре отличных друг от друга участка — впадины второго порядка: залив Элот, долина Арава, Мертвое море — оз. Кинерет (море Галилея) и впадина Хулех.

Домеловые отложения слабо распространены во внешней области питания бассейна. Обычно наблюдаемые здесь песчаники, сланцы и мергели питают малодебитные родники с пресной водой. Лишь родники, находящиеся в зонах контактов и разрывных нарушений, имеют дебиты 2—10 л/с, а связанные с закарстованными известняками — от десятков до сотен литров в секунду. Вода обычно пресная или слабосолоноватая. Наиболее развиты во внешней области питания меловые, главным образом карбонатные породы, образующие толщу мощностью до 1100 м. В зависимости от особенностей рельефа подземная вода в этих породах в Иудее и Самарии вскрывается на глубине 30—50 м, в районе г. Афрак 135—150 м.

Дебиты родников, приуроченных к контактам известняков и мергелей, не превышают нескольких литров в секунду, а связанных с закарстованными известняками значительно выше. Так, в Галилее — в северо-западной части бассейна — они составляют 10—70 л/с (родники Хин-эль-Джин, Эйн-эт-Тина, Айн-эс-Сахна); в Самарии дебит родника Айн-эс-Сада 553 л/с, а Айн-эс-Шейх-Смад 450 л/с; в Иудее дебиты родников Айн-эль-Ауджа и Айн-эс-Султан соответственно 525 и 368 л/с. Притоки воды к скважинам в районе г. Мафрак

1,5—10 л/с, а к некоторым скважинам, вскрывшим напорные воды, при свободном изливе достигают 50—58,5 л/с (Shiftan, 1961).

Минерализация воды 0,15—0,8 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый и натриево-кальциевый. Минерализация воды родников, связанных с глубокими горизонтами мела, достигает нескольких граммов на литр.

Химический состав и минерализация родниковой воды в районе Тивериадского озера зависят от дебитов родников (Goldschmidt, Arad, Neev, 1967), которые в свою очередь тесно связаны с режимом выпадения атмосферных осадков (табл. 13).

Таблица 13

Дебит группы источников, л/с	Среднее содержание, Cl^-, мг/л	Дебит группы источников, л/с	Среднее содержание Cl^-, мг/л
500	2639	800	2066
600	2384	900	1959
700	2202		

Между городами Седом и Хацева, находящимися южнее Мертвого моря, напорная вода в меловых отложениях вскрывается на глубине 50—530 м, пьезометрический уровень в некоторых скважинах поднимается до 55 м над их устьем или до 207—236 м выше водной поверхности Мертвого моря (Arad, Michaeli, 1967). Данные о наблюдениях за уровнем подземных вод этих отложений в 1958—1962 гг. приведены в табл. 14.

Температура подземных вод в скв. Адмон 1, Тамар 1, 4 и 5 составляет 33—39° С (Mazor, Rosenthal, 1967).

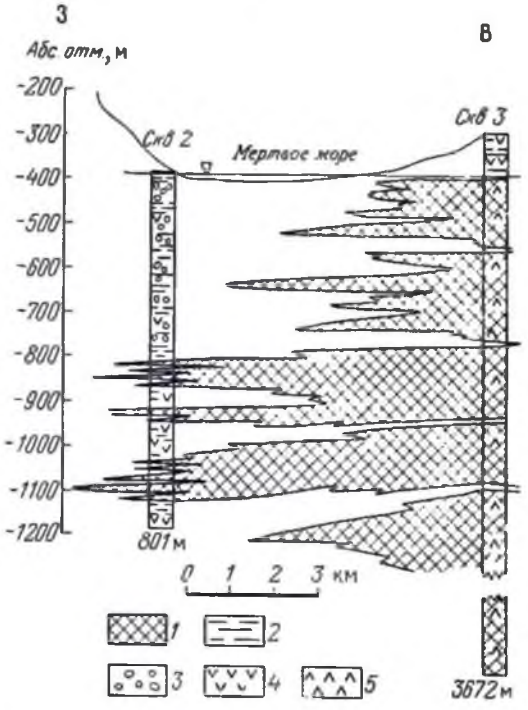


Рис. 9. Схематический разрез впадины Мертвого моря между скважинами Метсада 2 и Эль-Лизан (Neev, Emery, 1967)

1—соль; *2*—мергель; *3* — гравий; *4* — гипс; *5* — ангидрит

Минерализация воды меловых пород возрастает по падению водоносных горизонтов, с приближением к Мертвому морю и с глубиной. Как видно, на рис. 10, минерализация вод верхнего водоносного горизонта 1,8 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриевый, а вод глубоких водоносных горизонтов достигает 6,5 г/л, состав хлоридный натриевый (скв. Тамар 5, Мазал 1, Адмон 2). Минерализация хлоридных натриево-кальциевых вод меловых отложений близ Тивериадского озера (табл. 15) еще выше (Goldschmidt e. a., 1967).

В южной части бассейна, по данным этих же авторов, минерализация вод меловых отложений, залегающих на глубине выше 200 м, возрастает еще более (табл. 16).

При почти одинаковой минерализации воды Мертвого моря на глубине 310 м и воды меловых отложений, вскрытой на глубине 2500 м скв. Арава 1, катионный состав их резко отличен. В первой главные компоненты состава — магний и натрий, содержащиеся примерно в одинаковых количествах, а во второй — кальций и натрий. В районе вади Азрак близ восточной границы бассейна до глубины 1300 м меловые отложения содержат воду с минерализацией до 2 г/л.

Мощность палеогеновых отложений до 1200 м. На небольших участках они распространены в районе Тивериадского озера, западнее, восточнее и южнее впадины Мертвого моря. Водовмещающие породы представлены мелоподобными и закарстованными известняками,

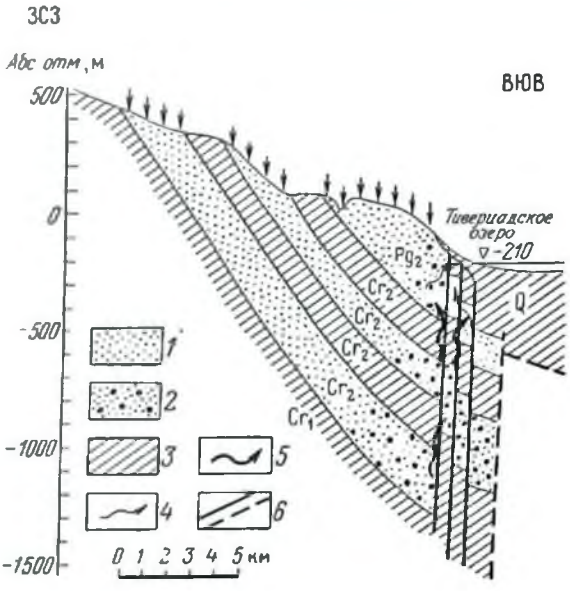


Рис. 10. Схематический гидрогеологический разрез впадины Тивериадского озера (Goldschmidt a. e., 1967)

1 — пресные воды; *2* — соленые воды; *3* — водонепроницаемые породы; *4* — перетекающие пресные и солоноватые воды; *5* — перетекающие соленые воды; *6* — разломы, установленные и предполагаемые

Таблица 14

Скважина	Глубина залегания уровня воды, м	
	наименьшая	наибольшая
Аммиад 1	60,3	62
Аммиад 2	62	63,9
Адмон 1	5,5	13
Адмон 2	+14	+55
Тамар 3	28,5	34,7
Тамар 4	37,5	43
Тамар 5	5,8	50

мелом, доломитами; водоупорные — мергелями и кремнями. В вадях вода в этих породах каптируется многочисленными колодцами на глубине 6—30 м. Дебиты родников, выходящих в зонах разломов и из закарстованных известняков, 9—360 л/с (вади Харод близ г. Бейт-Шеан). Многолетние наблюдения за режимом дебитов родников показали, что они колеблются в 2—3 раза, но в течение годичного цикла меняются мало. Например, дебит родника Айн-Маншийя в 1945—1946 гг. составлял 153 (июль) — 194 (март) л/с, родника Айн-Шейкх-Смад в те же месяцы 1944—1945 гг. соответственно 346 и 378 л/с. Минерализация родниковой воды в северной части бассейна не превышает 1 г/л, в южной возрастает до 3 г/л и состав ее изменяется от гидрокарбонатного через хлоридно-гидрокарбонатный на хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, смешанный по катионам.

Кайнозойские эффузивы, представленные покровами базальтов и их туфов распространены в северо-восточной части бассейна, их мощность до 300 м. В вади Аммуд, находящейся на восточном побережье Тивериадского озера, к зонам разломов в этих породах приурочены выходы родников с дебитами от 5 (Айн-Хамра) до 75 л/с (Айн-Аттина). Минерализация воды 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый.

Таблица 15

Скважина	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг/экв, %-экв								Формула химического состава
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Br^-	
Барбутим	6,12	192 4,9 4	1402 61 58	541 27 25	158 13 12	3194 90 88	288 6 6	373 6,1 6	— — —	$\frac{Cl88SO_46HCO_36}{Na58Ca25Mg12K4}$
Кинне-рет 4	15,87	152 3,9 2	4138 180 66	1283 64 24	280 23 8	8864 250 92	768 16 6	300 4,9 2	72 0,9 —	$\frac{Cl92SO_46}{Na66Ca24Mg8}$
Кинне-рет 6	32,83	352 9,0 2	9656 420 71	2006 101 17	717 59 10	17764 500 91	1969 41 8	244 4 1	120 1,5 1	$\frac{Cl91SO_48}{Na71Ca17Mg10}$

Таблица 16

Скважина и ее глубина, м	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв								Формула химического состава
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Br^-	
Хула 2	5,54	20 0,53 0,2	2020 88 94	62 3,1 3,3	28 2,3 2,5	3190 90 96	60 1,2 1,2	160 2,6 2,8	— — —	$\frac{Cl96}{Na94}$
Айн-Гев	33,19	391 10 2	8250 360 62	1140 57 10	1920 160 26	20 200 570 96	920 19 3	122 2 —	248 3,1 0,5	$\frac{Cl96}{Na62Mg26Ca10}$
Мазал 1, 1500 м	51,77	1800 46 5	3900 170 18	6200 310 32	5160 430 45	31 900 900 94	2440 50 5	366 6 1	— — —	$\frac{Cl94SO_45}{Mg45Ca32Na18K5}$
Седом 1	449,29	31 300 800 11	22 900 1000 13	82 000 4100 54	20 400 1700 22	276 500 7900 99	2930 60 0,7	61 1 —	3200 40 0,3	$\frac{Cl99}{Ca54Mg22Na13K11}$
Арава 1	335,08	19 700 504 8	48 200 2100 36	46 000 2300 39	12 000 1000 17	209 000 5900 100	122 2,5 —	61 1 —	— — —	$\frac{Cl100}{Ca39Na36Mg17K8}$

Неогеновые отложения, продолжающие разрез послеграбеновых отложений, сложены сланцами, мергелями, песками, конгломератами, глинами, гравийниками и хемогенными образованиями, их мощность 100—600 м. Хотя сведения о водоносности этих пород отсутствуют, можно предположить, что в них имеется несколько напорных водоносных горизонтов, содержащих солоноватую и соленую подземную воду, а возможно, и крепкие рассолы.

В песчаных горизонтах плиоцен-нижнеплейстоценовых отложений, выполняющих впадину Мертвого моря и залегающих первыми от поверхности земли, формируются грунтовые воды, в более глубоких — напорные. В южной части впадины вода вскрывается на глубине 15—50 м. Наблюдениями за уровенным

режимом грунтовых вод в г. Цинь в 1958—1962 гг. установлено, что при глубине залегания их 16—30 м июльская амплитуда колебания уровней достигает 5—7 м (Arad, Michaeli, 1967). Минерализация воды 2,5—11 г/л, состав хлоридный патриевый.

В глубоких горизонтах послеграбеновых отложений формируются, по-видимому, высоконапорные воды типа крепких рассолов, близкие по составу к воде Мертвого моря, и термальные.

В пределах бассейна наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность в изменении минерализации и химического состава воды. Горизонтальная зональность двух типов: первый обусловлен значительной меридиональной вытянутостью бассейна, вызвавшей изменение климата с севера на юг, увеличение минерализации и преобразование гидрокарбонатного состава воды на хлоридный; второй связан с особенностями рельефа местности.

Влияние последнего показано А. Арадом и А. Михаэли (Arad, Michaeli, 1967) для западной части внешней области питания бассейна, заключенной между водоразделом Иудейских холмов и береговой линией Мертвого моря. Ими установлено, что в водораздельной части Иудейских холмов формируются слабоминерализованные гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды. Группа «северо-восточного Негева» представлена сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными патриево-магниево-кальциевыми или натриево-кальциево-магниевыми водами, приуроченными к нижнемеловым нубийским песчаникам и верхнемеловым доломитам и известнякам. Третью группу составляют хлоридные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые воды, распространенные вдоль западной границы рифтовой долины.

Вертикальная зональность подземных вод, как было показано выше, заключается в увеличении их минерализации и соответствующем изменении состава с глубиной.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и в какой-то степени конденсационной влаги. Арад и Михаэли для той же (западной) части внешней области питания бассейна показали, что расход потока грунтовой воды, образующегося от просачивания атмосферных осадков, колеблется от $70 \cdot 10^6$ до $100 \cdot 10^6$ м³/год. Бассейн богат пресными подземными водами, особенно северная его часть, где выпадает значительное количество осадков и широко распространены закарстованные известняки юры и мела, питающие мощные родники. Водообеспеченность южной части бассейна, характеризующейся аридным климатом, значительно хуже. Во всяком случае те же исследователи отмечают, что поступление подземных вод со стороны западной части внешней области питания бассейна не компенсирует отбора воды и здесь наблюдается истощение ресурсов подземных вод, формирующихся в нижнемеловых нубийских песчаниках.

Разгружаются подземные воды во внешней области питания бассейна с помощью речной сети, путем родникового стока и оттока воды во внутреннюю область питания и накопления подземных вод, а также при помощи многочисленных водозаборных сооружений. Глубокие горизонты внутренней области питания разгружаются в верхние водоносные горизонты по зонам разломов, в большинстве случаев скрытно, путем перетекания, но часто сопровождаются образованием родников. При неглубоком залегании разгрузка подземных вод осуществляется с помощью эвапотранспирации. Наконец, как и во внешней области питания, значительное количество воды здесь отбирается для водоснабжения городов и других населенных пунктов.

В пределах бассейна известно большое количество минеральных источников. Э. Мазор и Э. Розенталь (Mazor, Rosenthal, 1967) объединили их в следующие пять групп: Филпа-Барбутп-Табга, Тибериас-Сити, Земах, Эн-Гев (все в Тивериадском районе) и Кикар-Нойт на юго-западной окраине Мертвого моря. По их мнению, все источники возникли из захваченной океанской воды, вторгшейся в нарушенную тектоническими процессами рифтовую долину и впитавшейся в пористые породы.

Температура воды Тивериадских источников на восточном берегу озера 26—49° С, на западном 30—76° С, минерализация соответственно 0,6—1,3 и до 30 г/л. Состав воды первых гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, вторых — хлоридный натриево-кальциевый. В воде содержатся бром (50—200 мг/л), радон (до 700—1000 эман), сероводород (около 2 мг/л) (Loewengart, 1958; Goldschmidt e. a., 1967).

Для всей группы источников Кикар-Нойт характерно высокое содержание сульфат-иона, связанное с растворением гипса, которым чрезвычайно богат район Мертвого моря. Вода этих источников термальная, радиоактивная, содержание сероводорода в ней достигает 11—40 мг/л, а минерализация примерно соответствует 50% концентрации солей, содержащихся в воде Мертвого моря (источники Хамме-Зохар и Хамме-Йеша).

IV. КИПРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Кипр — небольшой (9,25 тыс. км²) остров в восточной части Средиземного моря. Поверхность его преимущественно гористая. На севере острова располагается горная цепь Кирения-Карпос шириной 10—15 км, протягивающаяся широтной полосой от м. Кормакитис до м. Андреас. Вторая более широкая горная цепь — Троодос располагается в южной части острова. Абсолютная высота гор первой цепи до 1020 м, второй — до 1953 м. Между ними лежит равнина Месаория, характеризующаяся пологоволнистой поверхностью, приподнятой до 200 м выше уровня моря.

Климат субтропический средиземноморский. На равнине осадков выпадает 300—350 мм, в северной цепи гор — 550—600 мм, а в южной — 1150—1200 мм. Основная масса осадков приходится на октябрь—март, благодаря чему зимой в горах лежит снеговой покров толщиной до 2 м; лето очень сухое.

Постоянно текущих рек на Кипре нет. Все они носят временный характер, наполняясь водой на короткий период лишь после зимних дождей. Наиболее крупная река — Пидеас, на которой стоит столица страны г. Никозия, бывает непрерывно с водой около шести недель.

В геологическом строении острова участвуют магматические породы, триасово-юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Магматические породы, представленные диабазами, габбро, серпентинитами и подушечными лавами, распространены главным образом в пределах хр. Троодос. Отложения триаса — юры, мела, палеогена и неогена развиты на его склонах, а также слагают горы Кирения-Карпос и равнину Месаория. Четвертичные, преимущественно аллювиальные отложения выполняют речные долины.

В магматических породах вода формируется в зоне их экзогенной трещиноватости, очевидно, до глубины 50—60 м и в зонах разрывных дислокаций, проникающих на более значительную глубину. Как видно из рис. 11, родники с дебитом 15—16 л/с и более имеются лишь в самой высокогорной части хр. Троодос, дебиты же большинства родников до 1,6 л/с. Вода, по-видимому,

пресная гидрокарбонатная магниево-кальциевая, за исключением воды, скапливающейся в подушечных лавах, участками высокоминерализованной. Спорадической водоносностью, местами с высоко минерализованной водой, характеризуются разновозрастные магматические и осадочные породы, объединенные на гидрогеологической карте в группу С. Воды группы В, формирующиеся в закарстованных и трещиноватых известняках, доломитах, гипсах и слоях мела, в основном высокоминерализованы. Водоносность этих пород слабая.

Водовмещающие породы неогена представлены песчаниками, калькаренитом, известняками. Вода в верхней части образуемой ими толщи обычно пресная, а на глубине и вдоль морского побережья высокоминерализованная.

Среди четвертичных отложений водоносны аллювиальные пески и гравий, конгломераты, песчаники, калькрениты. Вода обычно в виде грунтового потока залегает неглубоко от дневной поверхности, но там, где водоносные пески перекрываются непроницаемыми или полупроницаемыми слоями, она становится напорной. Воды пресные гидрокарбонатные и высокоминерализованные, по-видимому, хлоридно-сульфатные.

Геолого-структурные и гидрогеологические условия острова позволяют выделить на его площади два артезианских бассейна. Первый бассейн имеет внешнюю область питания, представленную на юге северным склоном хр. Троодос, а на севере — южными склонами гор Кирения-Карпос; внутренняя область питания и накопления подземных вод его приурочена к равнине Месаория. Южный склон хр. Троодос и северный склон гор Кирения-Карпос образуют внешнюю область питания второго бассейна, погруженного под воды Средиземного моря.

Водообеспеченность района неравномерная. Лучше других пресной подземной водой обеспечена его юго-западная часть, отличающаяся высоким атмосферным увлажнением и наличием относительно большого числа родников с дебитами 0,4—16 л/с и более. Однако вследствие широкого развития соленосных отложений, строгой сезонности выпадения осадков, в результате чего часть родников и на хорошо орошаемых участках в сухой сезон прекращает функционировать, в целом район слабо обеспечен пресными подземными водами.

В. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ВНУТРИМАТЕРИКОВОГО СТОКА

Эта гидрогеологическая область — одна из крупнейших в системе гидрогеологических областей Азиатского материка. В состав ее входят Северо-Прикаспийский, Туранский, Резайе-Ванский, Южно-Прикаспийский, Ирано-Афганский, Прибалхашский, Центрально-Азиатский и Тибетский районы общей площадью 9,33 млн. км^2.

1. СЕВЕРО-ПРИКАСПИЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН (АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН)

Внешняя область питания бассейна представлена западным склоном Южно-Уральских гор, а внутренняя приурочена к Северо-Прикаспийской впадине. Западная и северная границы бассейна проходят по р. Урал, восточная — сначала по водоразделу Уральских гор, а затем по глубинному разлому, отделяющему Туранскую плиту от Русской платформы (рис. 12).

Южный Урал сложен осадочно-метаморфическими и вулканогенными породами рифея, нижнего и среднего палеозоя, прорванными основными,

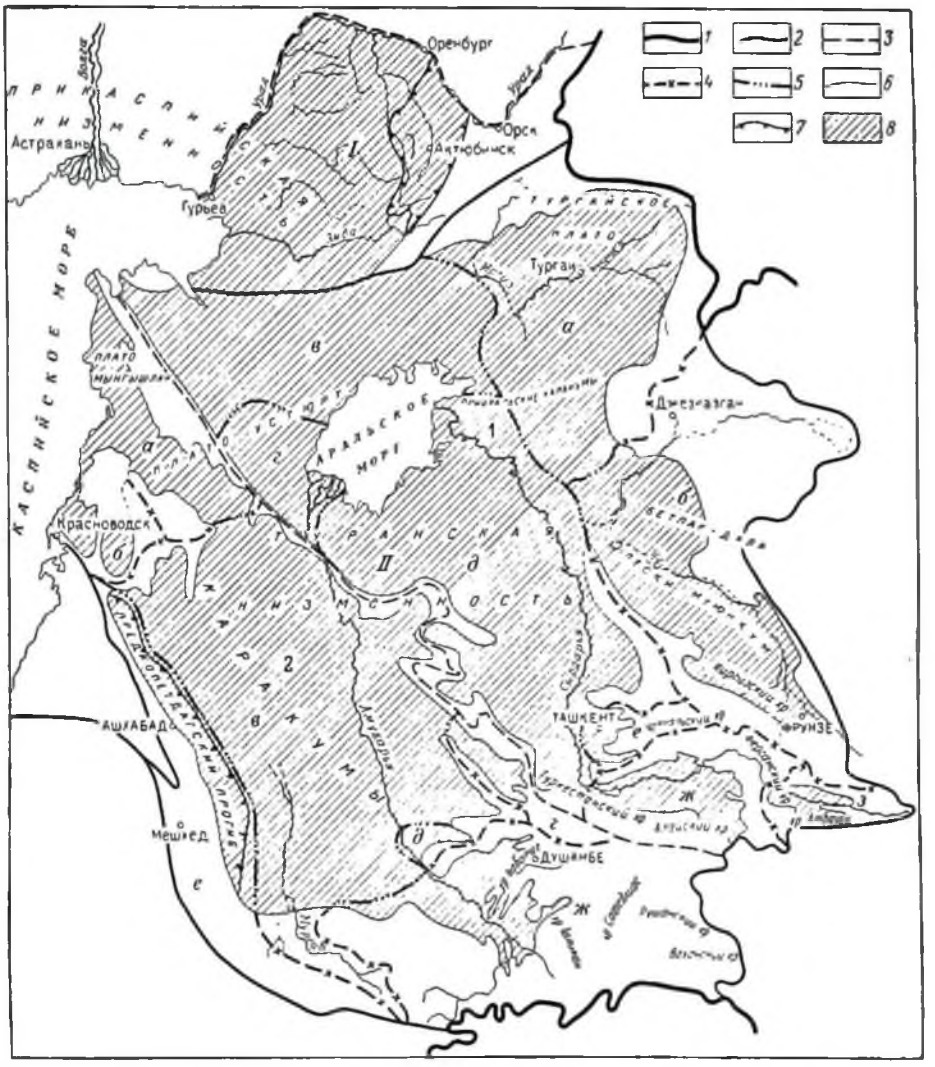


Рис. 12. Северо-Прикаспийский и Туранский гидрогеологические районы

1—6 — границы: *1* — гидрогеологической области бассейна внутриматерикового стока, *2* — гидрогеологического района, *3*— артезианского бассейна первого порядка, *4—5* — артезианского бассейна второго порядка (*4*— проходящая по водоразделам поверхности земли, *5* — по погребенным выступам кристаллического фундамента), *6* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *7* — Предкопетдагского краевого прогиба; *8* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна. *I* — Северо-Прикаспийский гидрогеологический район; *II* — Туранский гидрогеологический район. 1 — Северо-Туранский артезианский бассейн первого порядка: *а* — Тургайский, *б* — Чуйско-Сарысуйский, *в* — Северо-Устюртский, *г* — Барсакельмесский, *д*— Сырдарьинский, *е* — Приташкентский, *ж* — Ферганский, *з* — Нарынский артезианские бассейны второго порядка, 2 — Южно-Туранский артезианский бассейн первого порядка: *а* — Мангышлакско-Ассакеуданский, *б* — Кара-Богазгольский, *в* — Каракумский, *г* — Зеравшанский, *д* — Дехканабадский, *е* — Предкопетдагский, *ж* — Верхне-Амударьинский артезианские бассейны второго порядка

кислыми и щелочными разновозрастными интрузиями. Породы образуют сложные антиклинальные и синклинальные складки меридионального простирания, нарушенные многочисленными разломами.

Северо-Прикаспийская впадина выполнена толщей осадочных отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя мощностью 10—15 км, залегающей на докембрийском кристаллическом фундаменте. В структуре бассейна выделяются Прикаспийская синеклиза, Волго-Уральский свод и Предуральский краевой прогиб.

Породы внешней области питания, слагающие западный склон Южного Урала, обводнены слабо. Дебиты водопунктов обычно не превышают 1 л/с. Лишь водопритоки в скважины, вскрывшие подземную воду в закарстованных известняках, достигают 5 л/с. Вода пресная гидрокарбонатно-сульфатная или сульфатно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна выделяются два структурных этажа. Нижний приурочен к подсолевой толще палеозойской платформы, глубоко погруженной и в связи с этим совершенно не изученной. М. П. Распопов (1969) предполагает, что в слагающих его терригенных и карбонатных отложениях девона и карбона формируются хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые метановые, углекислые и сероводородные термальные рассолы, содержащие бром, иод и другие микрокомпоненты. Верхний структурный этаж включает водоносные комплексы перми, мезозоя и кайнозоя, пронизанные многочисленными соляными куполами кунгурского яруса. Соленосная толща служит региональным водоупором и разделяет нижний и верхний этажи.

Воды пермских отложений вскрыты в Актюбинском Приуралье и в соленосных отложениях Челкарского купола на глубине около 850 м. В первом районе минерализация их 18—26 г/л, а во втором достигает 451 г/л. Состав воды хлоридный магниевый, из микрокомпонентов определены бром, иод и бор.

Подземные воды пермо-триасовых отложений встречены на глубине от 200 м в Сагизе до 1000 м в Шубар-Кудуке в Южной Эмбе. Водовмещающие породы представлены песками и песчаниками. Дебиты скважин не превышают 1—1,5 л/с. Минерализация воды на глубине 350—400 м составляет 100—130 г/л, а на глубине 1000 м достигает 274 г/л. Иногда наблюдаются отклонения от этой общей закономерности, обусловленные главным образом влиянием соляных куполов и зон разломов, по которым в пермо-триасовые отложения поступают менее минерализованные воды из вышележащих водоносных комплексов. В результате на отдельных участках развития этих отложений формируются пестрые по минерализации воды хлоридного натриевого, натриево-кальциевого и натриево-магниевого состава.

Водовмещающие породы триаса представлены песками и песчаниками. Минерализация воды 1—3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый и сульфатный натриевый. Дебиты родников не превышают 3—4 л/с.

Среди юрских отложений наиболее водоносны песчано-галечниковые и песчаниковые отложения нижнего отдела. В Южно-Эмбенском районе они образуют мощный напорный горизонт с пьезометрическим уровнем, поднимающимся выше поверхности земли. Дебиты скважин при изливе воды 3—10 л/с, минерализация 101—325 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый. Среднеюрские отложения слабоводоносны, минерализация воды на глубине 2870 м достигает 317 г/л. Состав ее аналогичен составу воды нижнеюрских отложений. В верхнеюрских отложениях вода встречена в известняках Южной Эмбы, образующих небольшие останцы размыва. Минерализация воды от 0,5 г/л

в родниках до 100—200 г/л в глубоких горизонтах разреза, она увеличивается также от периферической части впадины к ее центру.

Меловой водоносный комплекс, как и юрский, широко развит на площади бассейна. На севере и востоке он залегает на глубине первых десятков метров, а в центральной части — 1200—1300 м. Наиболее водоносны пески, галечники и конгломераты альба-сеномана, образующие водоносную толщу мощностью от 15—30 м на севере бассейна до 100—300 м на юге. Пьезометрические уровни водоносных горизонтов устанавливаются на 0,5—40 м выше поверхности земли, дебиты скважин при свободном изливе 0,5—25 л/с. Температура воды на глубине 1180 м около 30° С. Водоносность неокома, апта, сантона-турона значительно ниже, чем альба-сеномана, но родники, выходящие из мергельно-меловой толщи маастрихта, обладают высокими дебитами (1—30 л/с). Минерализация воды увеличивается с глубиной и от внешней области питания бассейна к центральной части внутренней. Так, на выходах мергельно-меловой толщи маастрихта минерализация родниковых вод до 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый; на глубине 9—60 м минерализация возрастает до 8 г/л, состав воды становится хлоридно-сульфатным натриевым. Минерализация воды сантона-турона 10—116 г/л. Еще более высокоминерализованы (120—300 г/л) хлоридные натриевые воды апта и неокома, вскрытые на глубине до 1300 м в Урало-Эмбенском районе.

Воды палеогенового комплекса, пользующегося незначительным распространением, по мере удаления от внешней области питания и погружения меняются от пресных к солоноватым, а южнее Челкарского и Индерского поднятий становятся солеными. В неогеновых отложениях вода встречается в центральной части бассейна на глубине 300—800 м и более; воды напорные с минерализацией 12—75 г/л хлоридного натриево-магниевого состава с повышенным содержанием метана.

Среди четвертичных отложений водоносны древние и современные морские, аллювиальные и эоловые образования. Морские отложения мощностью 100—150 м характеризуются тонким составом, слабой водоносностью и пестрой минерализацией вод, состав которых изменяется от гидрокарбонатного до хлоридного натриевого. В аллювиальных отложениях речных долин Урала, Эмбы, Сагиза и др. грунтовая вода залегает на глубине 2,5—15 м. Минерализация ее от верховьев к низовьям увеличивается от 0,4 до 3, иногда до 50 г/л. Водоносность отложений изменяется в обратном направлении. Они наиболее водоносны в верховьях долин. В эоловых песках, образующих небольшие массивы по долинам рек, вода встречается на глубине 1—80 м. Пресные гидрокарбонатные воды формируются преимущественно под буграми, сульфатные солоноватые с минерализацией до 4,5 г/л — в понижениях между ними. На участках подпитывания этих вод водами морских отложений минерализация их во много раз увеличивается, они становятся хлоридными натриево-магниевыми.

Питание подземных вод бассейна осуществляется в основном за счет инфильтрации осадков, конденсации влаги из атмосферы и потерь поверхностного стока. Роль осадков в питании различных частей бассейна неодинакова. Наибольшее количество их выпадает во внешней области питания — на западном склоне Южного Урала, со стороны которого в основном и происходит питание глубоких горизонтов Северо-Прикаспийской впадины. Во внутренней области питания осадков выпадает значительно меньше; летом бо́льшая часть их испаряется, а оставшаяся лишь незначительно пополняет ресурсы ближайших к поверхности грунтовых вод. М. П. Распопов (1969) считает, что только

зимние осадки играют более существенную роль в восполнении их ресурсов. Значительное поступление этих вод наблюдается в отрицательных элементах мезо- и микрорельефа в первые один-два месяца после снеготаяния.

Разгружаются подземные воды бассейна несколькими путями. Грунтовые воды разгружаются с помощью гидрографической сети, а в местах близкого залегания — еще и через эвапотранспирацию. Глубокие водоносные горизонты, например, палеогеновых, частично, возможно, меловых и юрских отложений, особенно во внутренней области питания бассейна, судя по падению пьезометров, разгружаются, видимо, в Каспийское море. Разгрузка подсолевых подземных вод и маточной рапы галогенной толщи, как отмечает М. П. Распопов (1969), осуществляется по тектоническим разломам в бортах впадины и соляных куполов. По-видимому, по разломам в осадочной толще бассейна разгружаются и воды надсолевых водоносных комплексов перми, триаса, юры и мела, располагающиеся ниже отметки дна Каспийского моря. На это в частности, указывают гидрохимические аномалии высокоминерализованных подземных вод, выявленные на ряде участков в поле развития менее минерализованных вод.

Как видно из изложенного, в пределах бассейна наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность в изменении минерализации и состава воды. Горизонтальная зональность характерна для грунтовых вод зоны активного водообмена бассейна. Она выражается в постепенном изменении их состава и минерализации с севера на юг. На севере бассейна воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л. Южнее следует зона смешанных сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых, сульфатно-хлоридных натриевых и некоторых других типов вод с минерализацией до 3—5 г/л. Еще южнее распространены преимущественно хлоридные натриевые воды с минерализацией до 150—250 г/л. Однако в деталях распределение минерализации и состава воды более сложное и наблюдаются отклонения от этой общей закономерности. Так, в зоне распространения высокоминерализованных хлоридных натриевых вод в понижениях встречаются пресные и слабосолоноватые грунтовые воды, образующие небольшие линзы. С глубиной и к периферии этих понижений минерализация воды возрастает. На возвышенных участках, разделяющих понижения, распределение минерализации в воде несколько иное. Как отмечает В. С. Самарина (1963), она более высокая непосредственно у зеркала грунтовых вод и несколько падает с глубиной. М. П. Распопов (1969) объясняет это отрицательным инфильтрационным питанием, в результате которого на подобных участках формируются солонцы и солончаки, а залегающие под ними грунтовые воды приобретают хлоридно-сульфатный и хлоридный состав. Минерализация выравнивается на различной глубине от поверхности земли, зависящей от размеров понижений, разделяющих эти положительные элементы микро- и мезорельефа. Аномально высокая минерализация воды, также нарушающая установленную зональность, наблюдается на участках развития соляных куполов.

Вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод заключается в закономерном увеличении их минерализации с глубиной с одновременным изменением типа воды. Она отмечается как по падению водоносных горизонтов, так и в одном пункте, где одновременно вскрывается несколько горизонтов, располагающихся на разных глубинах. Первый тип зональности хорошо прослеживается в подземных водах юрских, меловых и палеогеновых отложений, получающих питание со стороны западного склона Уральских гор. Второй тип зональности установлен во многих пунктах. Од-

нако в различных частях бассейна она проявляется по-разному. Например, на севере бассейна в верхней части разреза осадочного чехла наблюдаются пресные гидрокарбонатные воды, далее следуют сульфатные и хлоридно-сульфатные с минерализацией до 10 г/л, еще глубже располагаются хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды. Несколько иной гидрохимический разрез характерен для центральной и южной частей бассейна, где до глубины 200 м формируются пестрые по составу и минерализации воды (сухой остаток до 100 г/л), а ниже примерно до глубины 450 м распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 50 г/л. Для еще более значительных глубин характерны главным образом хлоридные кальциево-натриевые воды, минерализация которых достигает 320 г/л. В соленосных отложениях кунгура распространены хлоридные магниевые воды с минерализацией 365—415 г/л.

Наряду с прямой вертикальной зональностью в изменении химического состава подземных вод в некоторых местах бассейна отмечается обратная зональность. Она установлена, в частности, в Южно-Эмбенском районе, где под высокоминерализованными хлоридными натриевыми рассолами залегают хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 0,7—0,5 г/л. Глубже минерализация воды вновь увеличивается, и она становится хлоридной и натриевой и натриево-кальциевой. Подобные случаи наблюдаются и в других частях бассейна.

Подземные воды Северо-Прикаспийского бассейна обнаруживают также термическую зональность. Она выражается в постепенном нарастании температур воды от периферических частей к центру бассейна и сверху вниз. К. Ф. Богородицкий (1968) отмечает, что заметное повышение температуры подземных вод начинается в отложениях палеозоя, мезозоя и кайнозоя с глубины 200—250 м. На условия формирования температуры воды влияют соляпокупольная тектоника, общая структура впадины, состав осадков и другие природные факторы. В юрском водоносном комплексе термальные воды с температурой 65—85° С обнаружены на глубине 1700—2300 м, в меловом комплексе с температурой 88° С — 2600 м (район Эмбы). Термальные воды с температурой свыше 100—120° С могут быть встречены в отложениях палеозоя на глубине 3000—3500 м, с температурой 150—200° С — 5000—6000 м.

По данным Л. М. Зорькина (1969), в водах неогеновых (плиоценовых) отложений краевой части бассейна распространен главным образом азот, в центральной — преимущественно метан. В северной части впадины в водах послетриасовых отложений выделяется зона углекисло-азотных и азотных вод, в водах пермо-триаса установлены азот, углекислота и метан. В Южно-Эмбенском нефтеносном районе растворенные в воде газы представлены азотом, углекислотой и углеводородами, кроме отложений альба-сеномана, в водах которых определен лишь азот. Вдоль южного и юго-восточного обрамлений впадины растворенные газы, начиная с альба-сеномана, преимущественно метановые.

Подземные воды Северо-Прикаспийского бассейна имеют большое народнохозяйственное значение. Они могут быть использованы в качестве минерального сырья для извлечения поваренной соли и в бальнеологии. Термальные воды помимо бальнеологии могут применяться также для отопления жилых зданий, теплиц и для других целей. Ресурсы всех этих типов вод практически неограничены. Что касается ресурсов пресных и слабосолоноватых подземных вод, используемых без опреснения для водоснабжения и хозяйственных нужд, то, как отмечает М. П. Распопов (1969), их недостаточно и распределены они неравномерно, главным образом в аллювиальных отложениях крупных

речных долин, в северной части Прикаспийской впадины, в меловых и юрских отложениях западного склона Южного Урала. Незначительные ресурсы заключены в пресных линзах на севере и юге Прикаспийской низменности, в самой низкой ее части, где они формируются в лиманах, песчаных буграх, котловинах выдувания и других микропонижениях рельефа.

II. ТУРАНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район охватывает обширную площадь (примерно 2875 млн. км^2) полупустынь и пустынь Туранской низменности, низкогорий Южного Урала, Казахского нагорья и хребтов Северного Тянь-Шаня, Алайской, Памирской, Гиндукушской и Копетдагской горных цепей (см. рис. 12). В районе выделяются два сложных артезианских бассейна — Северо-Туранский и Южно-Туранский.

1. Северо-Туранский сложный артезианский бассейн

Этот бассейн состоит из следующих артезианских бассейнов второго порядка: Тургайский, Чуйско-Сарысуйский, Северо-Устюртский, Барсакельмесский, Сырдарьинский, Приташкентский, Ферганский и Нарынский.

а. Тургайский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна на западе представлена низкогорными грядами Южного Урала, на востоке — горами Улутау, на севере — плоскими возвышенностями, отделяющими его от Западно-Сибирского бассейна; на юге и юго-востоке поднятием Приаргызской зоны дислокаций, Нижне-Сырдарьинским сводом и погребенным валом южного окончания Улутауского антиклинория. Внутренней областью питания и накопления подземных вод является Тургайская синеклиза.

Восточный склон Южного Урала и гряды Улутауского антиклинория сложены допалеозойскими и палеозойскими интрузивными, эффузивными и метаморфизованными осадочными породами, сильнодислоцированными и интенсивно раздробленными тектоническими и экзогенными трещинами. Зона активной трещиноватости обусловливает значительную водоносность пород до глубины 100—150 м. В глубоких эрозионных врезах и у подножий горных гряд наблюдаются выходы нисходящих родников с дебитами 0,01—2 л/с, в зонах тектонических нарушений — до 5—10 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые.

Во внутренней области питания воды в докембрийских и палеозойских отложениях вскрываются на глубине 250—700 м и более. Удельные дебиты скважин, получающих воду из среднепалеозойских эффузивов, туфов, туфоконгломератов, известняков и интрузивных пород, 0,01—1 л/с. Кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты и гнейсы докембрия менее водоносны. Удельные дебиты скважин 0,002—0,1 л/с. Воды напорные, пьезометрический уровень устанавливается на 2—10 м ниже поверхности земли. Минерализация воды 7—56 г/л, состав хлоридный натриевый.

Тургайская синеклиза сложена мезозойскими и кайнозойскими осадочными образованиями. По геоструктурным и геоморфологическим признакам площадь ее представляется единым обширным бассейном аккумуляции поверхностных и подземных вод.

Водоносный комплекс юрских отложений, составляющий основание осадочного чехла бассейна, вскрывается на глубине 105—345 м. Водовмещающие породы — песчаники, алевриты, угли, разделенные водонепроницаемыми аргиллитами. Мощность изученной части водоносного разреза 17—100 м. Скважины местами фонтанируют, удельные дебиты в верхней части разреза 0,03—0,98 л/с, в нижней 0,001—0,1 л/с. Воды хлоридные и сульфатно-хлоридные с минерализацией 5—48 г/л.

В меловом водоносном комплексе вода содержится в разнозернистых песках, в краевых частях бассейна свободная, в центральной напорная. Глубина залегания 500 м и более, величина напора 350 м, многие скважины фонтанируют. В Мынбулакской впадине, находящейся в юго-восточной части бассейна, меловые отложения питают до 80 восходящих родников с дебитами 0,1—5 л/с. Дебиты скважин при свободном изливе воды достигают 25—28 л/с. Пресные воды в меловых отложениях развиты на участках, прилегающих к внешним областям питания, на остальной площади воды солоноватые и соленые, минерализация до 34 г/л (пос. Иргиз), состав меняется от гидрокарбонатно-сульфатного через сульфатно-хлоридный на хлоридный натриевый.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений во внутренней области питания бассейна распространен повсеместно, но вода в нем встречается спорадически («Артезианские бассейны. . .», 1968). Водовмещающие отложения эоцена представлены песками, песчаниками и опоками мощностью 5—60 м. В местах выхода этих пород на поверхность вода вскрывается на глубине 2—5 м, под чеганскими глинами олигоцена находится на глубине 100—150 м и более и обладает напором. Высота последнего 8—110 м, местами напорный уровень поднимается выше поверхности земли. Дебиты скважин на изливе от долей до 16 л/с, колодцев, вскрывающих грунтовые воды, не более 1 л/с. На участках, расположенных вблизи внешней области питания, воды пресные гидрокарбонатные кальциевые. Там, где они залегают под чеганскими глинами, минерализация возрастает до 12—20 г/л, состав становится хлоридным натриевым.

Глины чеганской свиты верхнего эоцена — нижнего олигоцена служат региональным водоупором. Отложения олигоцена содержат воду в песках и алевролитах, местами свободную, местами напорную. Глубина залегания от нескольких до 30 м, на участках погружения под неогеновые отложения до 100 м. Дебиты водопунктов 0,1—1 л/с. Воды преимущественно слабосолоноватые и солоноватые с минерализацией до 3—5 г/л, сульфатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава. Там, где олигоценовые водоносные породы перекрываются соленосными глинами миоцена, минерализация их увеличивается до 8—10 г/л.

Водовмещающие породы неогенового комплекса представлены главным образом песками, редко галечниками, залегающими среди глин. В бассейне комплекс имеет спорадическое распространение и относительно небольшую мощность. Вода встречается на глубине 0,5—15 м. Удельные дебиты скважин не превышают 0,5 л/с, чаще меньше. Состав воды пестрый. Наряду с пресными гидрокарбонатными натриево-кальциевыми водами наблюдаются хлоридные натриевые с минерализацией 3—10 г/л.

Среди четвертичных отложений наибольшее практическое значение имеют грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин Тургая, Иргиза, Майлисая и др. Дебиты водопунктов уменьшаются от верховьев долин к низовьям (до 1 л/с) в соответствии с изменением состава водовмещающих пород. В этом же направлении меняется и минерализация воды, максимальное

значение которой достигает нескольких граммов на литр в низовьях долин.

В целом Тургайский бассейн характеризуется широким распространением в водоносных комплексах, залегающих ниже чеганских глин, сульфатно-хлоридных и хлоридных натриевых вод, минерализация которых возрастает с глубиной и по мере удаления от зон открытого залегания водовмещающих пород. Подземные воды, формирующиеся выше названных глин, большей частью имеют пеструю минерализацию. Разгрузка подземных вод осуществляется через долины рек, озера, родники. Глубокие воды меловых отложений, кроме того, разгружаются в Аральское море по зонам разломов («Артезианские бассейны...», 1968).

б. Чуйско-Сарысуйский артезианский бассейн

На севере внешняя область питания бассейна представлена горными сооружениями Казахского нагорья, на юге — хребтами Каратау, Таласским и Киргизским. В интрузивных, эффузивных и метаморфизованных осадочных породах допалеозоя и палеозоя, слагающих эту область, вследствие интенсивной тектонической нарушенности, наличию глубокой зоны экзогенной и эндогенной трещиноватости, значительному количеству осадков и развитию карста условия благоприятны для формирования достаточно мощного водоносного горизонта. Этот горизонт питает здесь множество постоянно действующих нисходящих и восходящих родников, дебиты которых обычно не превышают 2 л/с, а на участках интенсивной тектонической раздробленности возрастают до 10—30 л/с. В полосе подгорных шлейфов и предгорных равнин подземные воды допалеозойских и палеозойских комплексов, по-видимому, разгружаются в водоносные комплексы осадочной толщи мезозоя и кайнозоя, о чем свидетельствуют резкое возрастание напоров, опреснение и смешанный состав воды. Минерализация воды в полосе обнаженных палеозойских массивов Казахского нагорья и других хребтов внешней области питания изменяется от 0,5 до 5 г/л, а химический состав от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатно-хлоридного натриевого. В целом пояс высоко поднятых горно-складчатых массивов внешней области питания является зоной формирования стока поверхностных и подземных вод, движение которых направлено в сторону внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна, представленной Джезказган-Сарысуйской и Восточно-Чуйской впадинами.

По данным М. Н. Афонского, фундамент этой части бассейна предположительно представляет собой погребенный антиклинорий, сформировавшийся в результате каледонской складчатости и протягивающийся от Киргизского хребта до Сарысу-Тенизского водораздела. Поверхность фундамента неровная, в ней установлено несколько погребенных поднятий, валов и относительно опущенных прогибов, формирование которых происходило по крупным тектоническим разломам, заложившимся еще в каледонскую фазу складчатости. В связи с этим в названных крупных Джезказган-Сарысуйской и Восточно-Чуйской впадинах можно выделить по нескольку более мелких впадин, разделенных выступами фундамента, которые могут рассматриваться в качестве внутренних областей питания артезианских бассейнов более высокого порядка.

Джезказган-Сарысуйский бассейн расположен в северо-западной части Чуйской синеклизы. Поперечный профиль его асимметричен — на северо-восточном борту поверхность фундамента полого поднимается к Казахскому нагорью, на юго-западе резко поднимается в складчатых структурах хр. Ка-

ратау. Подземные воды фундамента не изучены. Воды палеозойской части осадочного чехла изучены слабо, причем лишь в северной части Джезказганской впадины. По данным М. А. Хордикайнена (1969), эти отложения представлены средне-верхнекарбоновыми песчаниками, аргиллитами, конгломератами, известняками и пермскими аргиллитами, алевролитами, сланцами, песчаниками, мергелями, глинами, доломитами, известняками, каменной солью общей мощностью до 1500 м. В первых вода вскрывается на глубине 6—40 м, местами свободная, местами напорная. Водоносность пород слабая, дебиты скважин 0,05—3 л/с при понижениях уровней в десятки метров. Минерализация воды 0,3—10 г/л, в тектонических зонах на глубине 300—400 м до 35 г/л; состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, реже гидрокарбонатный натриево-кальциевый и хлоридный кальциевый.

В пермских отложениях вода встречается на глубине 0—46 м. Водоносность и соленосных, и терригенных пород слабая. Дебиты скважин составляют доли литра в секунду при понижениях уровней до 25—30 м, на участках тектонических нарушений достигают 2,5—3,75 л/с. Минерализация воды 0,3—13,3, иногда до 20—25 г/л. Состав пресных вод гидрокарбонатно-сульфатный, по катионам смешанный, высокоминерализованных — хлоридный натриевый.

Мощность мезозойско-кайнозойских отложений чехла увеличивается от Казахского нагорья на северо-востоке по направлению на юго-запад, где в осевой части бассейна достигает нескольких сотен метров. Широкая обнаженность меловых отложений на северо-востоке бассейна обусловливает распространение грунтовых вод, вскрываемых на глубине 10—15, редко 25 м. По направлению на юг глубина залегания воды увеличивается, они погружаются под глины и становятся напорными. В осевой части бассейна воды меловых отложений вскрываются уже на глубине 250—300 м. Здесь в них имеется несколько песчаных водоносных горизонтов, разделенных глинами. Пьезометрические уровни местами поднимаются значительно выше поверхности земли. Дебиты скважин в целом невысокие, участки повышенной водоносности с дебитами до 8 л/с встречаются редко (Хордикайнен, 1969). Минерализация воды 0,4—10 г/л, состав хлоридный, сульфатный и гидрокарбонатный натриевый, иногда смешанный по анионам и катионам.

Палеоцен-эоценовый водоносный комплекс в северной части бассейна содержит грунтовые воды спорадического распространения, залегающие на глубине до 10 м. В осевой части бассейна они вскрываются на глубине 150—200 м под толщей загипсованных глин. Дебиты скважин — десятые доли литра в секунду. Воды солоноватые и соленые с минерализацией 1—10 г/л.

В песчано-галечниковых и песчаных верхнеолигоценовых и неоген-четвертичных отложениях, завершающих разрез осадочного чехла бассейна, воды залегают на глубине 5—10 м; минерализация 1—50 г/л, состав преимущественно сульфатный и хлоридный натриевый. Наибольшую минерализацию и хлоридный натриевый состав имеют грунтовые воды, распространенные в зоне Сарысуйской бессточной котловины, где максимально проявляется влияние аридного фактора засоления. Наименее минерализованы воды пролювиально-аллювиальных отложений предгорной равнины, развитой вдоль хр. Каратау.

Таким образом, в пределах описываемого бассейна прослеживается вертикальная и горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Первая подробно охарактеризована У. М. Ахмедсафиным и М. К. Джабасовым (1969). Горизонтальная зональность проявляется в закономерном увеличении минерализации воды от внешней области питания к

центральной части внутренней области питания и в изменении в том же направлении гидрокарбонатного состава ее на сульфатный и хлоридный.

Большая часть Восточно-Чуйского, или Чу-Таласского (Ахмедсафин, 1961), бассейна расположена в песчаной пустыне Муюнкум. Внешняя область питания его на юго-западе представлена хр. Каратау, а на северо-востоке — Чу-Илийскими горами.

Подземные воды фундамента, как и в Джезказган-Сарысуйском бассейне, не изучены. В составе палеозойской части осадочного чехла бассейна У. М. Ахмедсафин и М. Х. Джабасов (1969) выделяют подземные воды среднепалеозойских эффузивно-осадочных образований — кислых эффузивов и их туфов мощностью 2500—3000 м, залегающих на глубине 1000—1820 м, и средне-верхнепалеозойских соленосных отложений — песчаников, алевролитов, известняков и каменной соли мощностью около 1000 м, залегающих на глубине 1000—4000 м. Первые содержат несколько водоносных горизонтов, пьезометрический уровень которых поднимается выше поверхности земли. Минерализация воды не превышает 10 г/л, состав сульфатный и хлоридный натриевый. Во вторых установлено два-три водоносных горизонта, уровень которых поднимается выше устьев скважин. Минерализация воды 5—223 г/л, состав хлоридный, реже сульфатный натриевый, водоносность пород слабая.

Верхняя часть осадочного чехла сложена меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Меловой водоносный комплекс содержит два-три напорных водоносных горизонта, пьезометрический уровень которых поднимается выше поверхности земли. Чем дальше водовмещающие породы — пески и рыхлые песчаники — удалены от внешней области питания, тем больше в них тонкозернистых фракций. Соответственно меняется и водоносность пород. Дебиты скважин от нескольких до 115 л/с. Минерализация воды 0,5—3 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриево-магниевый и сульфатно-хлоридный натриевый.

В палеогеновом (палеоцен-эоценовом) комплексе установлено несколько водоносных горизонтов, сложенных разнозернистыми песками мощностью до 5—10 м. Воды напорные, минерализация возрастает от предгорной равнины хр. Каратау к центральной части бассейна, где достигает 1,5—2,5 г/л, состав соответственно изменяется от гидрокарбонатного до хлоридно-сульфатного натриевого. В олигоценовых отложениях подземные воды вскрыты на глубине 200—250 м и более. Они приурочены к песчано-галечниковым и песчаным горизонтам, характеризующимся изменчивой мощностью. Загипсованность олигоценовых глин, среди которых залегают эти горизонты, и частое выклинивание последних в разрезе обусловливают спорадическое распространение водоносных горизонтов и высокую минерализацию воды (обычно более 10 г/л), преобладают сульфатные и хлоридные натриевые воды. Пьезометрические уровни водоносных горизонтов палеогена большей частью не достигают поверхности земли, но в долине р. Чу поднимаются до 13 м выше устьев скважин, дебиты которых при изливе воды составляют 30 л/с (обычные удельные дебиты составляют сотые доли литра в секунду).

Водоносный комплекс четвертичных отложений распространен повсеместно в полосе аллювиально-пролювиальных предгорных равнин, окаймляющих хр. Каратау и Чу-Илийские горы, и на обширном пространстве аллювиальной бугристо-грядовой равнины Муюнкум.

В предгорной полосе комплекс сложен валунно-галечными отложениями мощностью несколько сот метров, ниже по склону мощность отложений уменьшается и они замещаются гравийно-галечными песками с прослоями супесей

и суглинков. Вследствие изменения состава и мощности водовмещающих пород уменьшается площадь поперечного сечения потока, и грунтовые воды, залегающие на глубине 150—160 м в предгорьях, на предгорной равнине располагаются на глубине 2—10 м и менее от поверхности земли. В результате появляются заболоченные участки, родники и реки карасу. От зоны выклинивания вновь наблюдается погружение грунтовых вод на глубину 5—30 м. Минерализация воды вблизи гор менее 1 г/л, на предгорной равнине возрастает до 3 г/л, в вертикальном разрезе наблюдается уменьшение ее с глубиной. Водоносность отложений предгорных шлейфов обычно высокая, особенно в предгорьях Киргизского хребта, где имеются скважины, вскрывшие напорную воду с дебитом 20—40 л/с и пьезометрическим уровнем, устанавливающимся до 25 м над поверхностью земли (Алещенко, 1969). На равнине Муюнкум грунтовые воды распространены в мощных эолово-аллювиальных отложениях. Вода залегает на глубине 2—50 м. Удельные дебиты водопунктов 0,1—0,5, иногда до 1 л/с. Минерализация воды от менее 1 до 50 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый, сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

По данным Г. Р. Алещенко (1969), температура воды меловых отложений в предгорьях Каратау изменяется от 20—27° С на глубине 200—500 м до 55—60° С на глубине 1000—1200 м; температура воды палеогеновых отложений на глубине 180—350 м составляет 18—20° С, а на глубине 500 м достигает 35° С. Более высокая температура воды отмечается в узкой зоне, идущей параллельно Киргизскому хребту, в неоген-палеогеновых отложениях, где на глубине 140—160 м она равна 18—20° С, 330—400 м составляет 23—25° С, 1000—1100 м достигает 50—55° С и 3000 м — 110° С.

в. Северо-Устюртский артезианский бассейн

Площадь бассейна около 180 тыс. км^2, приурочен к Северо-Устюртскому и Челкарскому прогибам, в пределах которых фундамент его погружен на глубину до 4000 м. В геологическом строении бассейна участвуют осадочно-метаморфические, интрузивные и эффузивные образования докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя, а чехла — морские и континентальные отложения юры, мела, палеогена, неогена и четвертичные.

Водопроявления, связанные с интрузивными и эффузивно-осадочными образованиями докембрия и палеозоя, известны в Южных Мугоджарах. Водовмещающими являются гнейсы, гранито-гнейсы, граниты, песчаники, сланцы, вода в которых накапливается в трещинах, прослеженных на глубину до 150—200 м. Глубина залегания воды 5—60 м. В днищах балок и оврагов наблюдаются родники с дебитами не более 1 л/с. В зонах разломов в гранитоидных породах дебиты родников возрастают до 5—10 л/с. Воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией 0,3—1 г/л на дренированных участках и 2—5 г/л в слабодренированной центральной части массивов метаморфических пород. В интрузивных породах кислого и среднего состава преобладают гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды, в ультраосновных и основных — гидрокарбонатные магниевые.

Водоносный комплекс песчанико-сланцевой толщи пермо-триаса вскрыт на Кызанской антиклинали и на Куландинском поднятии, где залегает на глубине соответственно 500 и около 970 м. Местами он выходит на поверхность, и на таких участках в нем формируются пресные или слабосолоноватые воды с минерализацией 0,5—1,5 г/л сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого и

натриевого состава. Минерализация подземных вод комплекса, залегающих под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений на глубине 1200—1600 м, 5—175 г/л, состав хлоридный натриевый.

Юрский водоносный комплекс сложен песчаниками, глинами, алевролитами, аргиллитами, известняками, меньше гипсами и ангидритами. Мощность его 350—1000 м. Воды характеризуются высокими напорами, однако пьезометрический уровень их обычно устанавливается на глубине нескольких сотен метров ниже поверхности земли. На северном склоне Каратау, где этот комплекс выходит на поверхность, в песчаниках содержатся солоноватые и соленые воды с минерализацией 1—30 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Дебиты колодцев и родников десятые доли литра в секунду, скважин иногда 2—4 г/л (Островский, Фомин, 1969).

В Примугоджарской окраине бассейна, где кровля комплекса погружается на глубину 700—800 м, минерализация воды до 50 г/л, состав хлоридный натриевый; в более глубоких горизонтах минерализация достигает 100—125 г/л, состав хлоридный кальциево-натриевый. Установлены азот, метан и сероводород.

Мощность неоком-нижнеальбского водоносного комплекса в северо-восточной и юго-западной частях бассейна 300—500 м, в центральной 1200—1400 м. Комплекс сложен пестроцветными глинами с несколькими горизонтами водоносных песчаников мощностью 1—8 м. На северном склоне Каратау песчано-глинистая толща обнажается и заключает два горизонта водоносных песчаников, питающих родники с дебитами до 0,5 л/с. Минерализация воды 0,7—9 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-хлоридный натриевый. В Чушкакульской антиклинали вскрываются сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 5—10 г/л. В глубоко погруженных структурах комплекс содержит, видимо, азотно-метановые хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 75—100 г/л и выше.

Верхнеальбско-сеноманский комплекс содержит несколько гидравлически связанных водоносных горизонтов, сложенных песками и песчаниками, разделенных пачками глин. Мощность его 50—150 м, причем наименьшая установлена в Южном Примугоджарье. Описываемый комплекс отличается высокой водоносностью и широким распространением самоизливающихся вод с избыточным напором 1,5—3,5 ат над устьями скважин. На севере и юго-западе бассейна альб-сеноманская толща обнажается, и в ней развиты грунтовые и слабонапорные воды с минерализацией не более 1,5—2 г/л. В направлении погружения состав воды изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого и натриевого (в родниках) до сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого (в колодцах и скважинах). Дебиты родников на северном склоне Каратау достигают 1,5—2 л/с, дебиты фонтанирующих скважин в Южном Примугоджарье 10—15 л/с (Сыдыков, 1966). В центральной части бассейна, где кровля водоносного комплекса залегает на глубине 1000—1300 м, распространены, видимо, азотно-метановые хлоридные натриевые рассолы.

Верхнемеловой водоносный комплекс повсеместно залегает под 150—350-метровой толщей палеогена и неогена; подземные воды приурочены к пластам и пачкам трещиноватых песчаников, известняков, мергелей, песков. Мощность комплекса изменяется от 100—150 м в Южном Примугоджарье до 350—400 м в центральной части бассейна. В полосе Чушкакульской антиклинали, на северном склоне Каратауской мегантиклинали Горного Мангышлака и в локальных поднятиях Карабаурского (Центрально-Устюртского)

увала породы комплекса обнажаются, и в них распространены слабонапорные воды с минерализацией 3—10 г/л. В направлении погружения состав воды изменяется от сульфатного кальциево-натриевого до сульфатно-хлоридного натриевого. В целом комплекс изучен весьма слабо. Для глубоко погруженных структур бассейна известны случаи притока к скважинам хлоридных натриевых вод с минерализацией 15—35 г/л и более.

Палеоцен-нижнеэоценовый водоносный комплекс залегает под глинистой толщей верхнеэоценовых, олигоценовых и неогеновых отложений и сложен 25—35-метровой толщей известковистых песчаников и песков с маломощными прослоями глин. Глубина залегания кровли комплекса 30—50 м в Приигоджарье и в юго-западной части бассейна возрастает в центре прогибов до 350—500 м. Подземные воды напорные, высота уровня над поверхностью земли 8—20 м. Дебиты скважин на изливе в Челкарском прогибе 0,5—16 л/с при понижении уровней на 3—8 м. Минерализация воды вблизи области питания обычно не более 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый; в центральной части Челкарского прогиба достигает 3—5 г/л, а юго-западнее — 10 г/л, вода сульфатная и сульфатно-хлоридная натриевая. В Северо-Устюртском прогибе в составе растворенных газов преобладают метан (60—90%) и азот.

Неогеновый водоносный комплекс сложен карбонатно-песчано-глинистой толщей миоцена, в которой имеется до пяти водоносных горизонтов, приуроченных к пластам известняков, песчаников, мергелей и песков, залегающих среди глин. В связи с загипсованностью пород заключенные в них воды солоноватые и соленые с минерализацией 3—30 г/л, преимущественно сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого состава (Островский, Фомин, 1969). В зависимости от рельефа поверхности они вскрываются на глубине 15—20 м в северной части и 50—60 м в южной части бассейна. Дебиты колодцев обычно не более 0,1—0,5 л/с. Ориентировочная величина ежегодно возобновляемых за счет инфильтрации атмосферных осадков ресурсов подземных вод неогенового комплекса, по Ж. С. Сыдыкову (1966), 180 млн. м³.

Водоносный горизонт четвертичных отложений распространен в песчаных массивах Сам и Матайкум на площади около 2200 км². Мощность водоносной зоны 5—25м. В центральных частях их развиты воды с минерализацией 1—3 г/л, по периферии — солоноватые и соленые воды с минерализацией 3—10, местами до 200 г/л. По Ж. С. Сыдыкову (1966), только в массиве Сам можно извлечь 0,67 л/с с 1 км², если принять, что ежегодно возобновляемые запасы грунтовых вод его за счет инфильтрации зимне-весенних осадков составляют примерно 13 млн. м³. В глинистых и илистых песках крупных шоровых депрессий на глубине 0,3—3 м залегают рассолы с плотным остатком 68—364 г/л, хлоридно-сульфатного натриевого или хлоридного натриевого состава.

г. Барсакельмесский артезианский бассейн

Бассейн площадью около 35 тыс. км² располагается в одноименном прогибе юго-западнее Аральского моря. Подземные воды его изучены очень слабо. Например, о подземных водах докембрийского и палеозойско-нижнемезозойского фундамента, опущенного на глубину 2000—4000 м, сведения полностью отсутствуют, а о водоносных комплексах чехла имеются лишь отрывочные данные. Наиболее древним комплексом последнего является юрский. Минерализация вод его 120—140 г/л на Актумсыкском поднятии и до 170 г/л в Барсакельмесской впадине.

Альб-сеноманский комплекс не опробован. По мнению О. И. Ларионовой и М. И. Субботы, характер изменения минерализации воды, установленный для комплекса в соседнем Северо-Устюртском бассейне, позволяет предполагать наличие здесь высококонцентрированных хлоридных натриевых рассолов, но с более высокой минерализацией (160—170 г/л).

Верхнемеловой комплекс мощностью 600—800 м повсеместно перекрыт толщей палеогеновых и неогеновых глин мощностью 200—500 м. Водовмещающие породы — песчаники, известняки и мелоподобные мергели, среди которых залегают прослои глин. В скважине, пробуренной примерно в центре прогиба, из песчаников и известняков с глубины 750—800 м наблюдался незначительный приток высоконапорных хлоридных натриевых вод с минерализацией 70—120 г/л.

Палеоцен-эоценовый комплекс приурочен к нижней части песчано-глинистой толщи палеогена; водоносные горизонты сложены рыхлыми песчаниками, залегающими прослоями в 1—3 м между пластами глин мощностью до 5 м. Вода в них, по-видимому, сульфатно-хлоридная натриевая с минерализацией более 10 г/л и азотно-метановым газом.

Неогеновый водоносный комплекс заключает несколько водоносных горизонтов в пластах известняков и песчаников, залегающих среди мергелей и гипсов. В зависимости от рельефа поверхности вода залегает в них на глубине 1—80 м. На наиболее возвышенных участках бассейна (Карабаурский увал, Актумсыкское поднятие) минерализация грунтовых вод 2—6 г/л, в направлении к Барсакельмесской впадине до 40—140 г/л. Состав воды соответственно изменяется от сульфатно-хлоридного до хлоридно-сульфатного натриевого.

д. Сырдарьинский артезианский бассейн

Этот бассейн включает Восточно-Аральскую и Сырдарьинскую впадины. В нем выделяются водоносные комплексы палеозоя, юры, мела, палеогена—неогена и четвертичных отложений. Палеозойские образования представлены магматическими, карбонатными и терригенными породами. Среди магматических пород установлены граниты, гранодиориты, андезиты, базальты, порфириты; карбонатных — известняки и мраморы; терригенных — сланцы, песчаники, конгломераты, кварциты.

Во внешней области питания — в горах Букунтау, Тамдытау и Сангрунтау — минерализация воды гранитов, по данным М. Т. Бурак (1968), 0,5—1, редко 5—10 г/л, состав сульфатный и хлоридный натриевый. Минерализация воды в эффузивах достигает 3 г/л. Дебиты родников, связанных с указанными породами, не превышают 1 л/с. Известняки более водоносны, особенно закарстованные. Дебиты родников, выходящих из них, 0,5—200 л/с (Нураба в горах Актау), минерализация воды около 1 г/л, иногда до 1,8—4,4 г/л. Сланцы, песчаники и прочие терригенные породы питают родники с дебитами 0,1—0,5, редко до 1 л/с. Воды сульфатные, реже хлоридные натриевые с минерализацией 1,5—12,5 г/л.

Во внутренней области питания бассейна воды палеозойских отложений вскрыты в южной части Голодной степи. Водовмещающие породы представлены сланцами, содержащими напорную воду с минерализацией 0,63 г/л в предгорной части бассейна и до 4 г/л в Голодностепской равнине. Состав первой гидрокарбонатный кальциевый, второй хлоридный натриевый. Пьезометрические уровни установились на 10—12 м ниже поверхности земли, удельные дебиты скважин 0,1—3 л/с (Хасанов, 1968).

Воды юрских отложений вскрыты юго-восточнее Аральского моря и в Нижне-Сырдарьинском сводовом поднятии. По данным М. М. Крылова и др. («Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана». Т. 1, 1963), вблизи поднятия Аккыр напорная вода в юрских песках залегает на глубине 722—823 м, дебит скважин 8,5 л/с, минерализация воды 1,4 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, температура 36° С. Минерализация воды юрского комплекса в Нижне-Сырдарьинском поднятии 11,6 г/л, на п-ове Муйнак 90—100 г/л на глубине 950—1110 м, состав хлоридный натриевый (Островский, Фомин, 1969).

Водоносный комплекс меловых отложений — основной в бассейне. Водовмещающие породы его — главным образом песчаники и алевролиты, реже известняки и ракушняки, водоупорные — глины, местами гипсоносные. Комплекс залегает на размытой поверхности палеозойских или юрских образований и перекрывается глинами палеогена, за исключением небольших участков положительных структур, где глины размыты. Поверхность комплекса неровная, поэтому он вскрывается на глубине от 30 до 500 м и более. Мощность водовмещающих пород значительно колеблется: в разрезе апта—неокома 22—265 м, альба 29—240 м, сеномана 18—116 м, сенона—турона 130—200 м (Островский, Фомин, 1969). В этих толщах заключены серии напорных водоносных горизонтов, уровни которых в отдельных пунктах поднимаются на 15—44 м, а в малых артезианских бассейнах Центральных и Юго-Западных Кызылкумов на 70 м выше поверхности земли, но местами не достигают ее на 0,8—27 м. Максимальные дебиты скважин при фонтанировании 102, обычно 3—30 л/с при понижении уровня до 20 м. Отметки пьезометров уменьшаются с юго-востока на северо-запад, что указывает на общее направление движения меловых вод в сторону Аральского моря, на островах и восточном побережье которого известны восходящие родники, по-видимому, питающиеся этими водами.

В распределении минерализации воды наблюдаются некоторые закономерности. В восточной и центральной частях бассейна, незначительно удаленных от внешней области питания, распространены гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л. На севере, где воды меловых отложений залегают неглубоко, минерализация 0,8—20 г/л и более, состав воды преимущественно хлоридно-сульфатный натриевый. Весьма пестрая минерализация этих вод и в западной части бассейна, где наряду с пресными встречаются соленые воды и рассолы с минерализацией до 200 г/л с бромом и иодом. Как отмечают М. М. Крылов и др. («Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана». Т. 1, 1963), минерализация воды изменяется и в поперечном разрезе потока. В центральной части последнего она равна 1,1—1,3 г/л, а в краевых возрастает в несколько раз. Увеличивается минерализация и с глубиной, но в некоторых пунктах установлены явления инверсии, связанные, вероятно, с поступлением в меловые отложения по разломам менее минерализованных вод палеозойских отложений фундамента (Островский, Фомин, 1969).

Температура воды от 10—12° С на участках, прилегающих к внешней области питания бассейна, до 86° С на глубине около 2000 м во внутренней, причем в зонах разломов она на 10—12° С выше по сравнению с участками, удаленными от них («Артезианские бассейны . . .», 1968; Островский, Фомин, 1969). В верхних горизонтах преобладает азот, в глубоких—углеводородные газы.

Палеоген-неогеновый водоносный комплекс мощностью около 1000 м в нижней части состоит преимущественно из глин и мергелей, среди которых

встречаются прослои и линзы известняков, песков и песчаников, а в верхней (плиоцен) — из песков и песчаников, а глины играют подчиненную роль. В комплексе установлено несколько водоносных горизонтов, в том числе и с напорной водой. Пьезометрический уровень последних устанавливается на 10—15 м ниже поверхности земли. Удельные дебиты скважин 0,4—2,5 л/с, колодцев до 1 л/с. Минерализация воды от 0,3 г/л на участках, где комплекс выходит на поверхность, до 37 г/л в погруженных частях бассейна и на площади развития гипсоносных отложений. Состав пресных вод гидрокарбонатно-сульфатный натриевый и кальциево-магниевый, высокоминерализованных — сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый.

Четвертичные водовмещающие отложения представлены аллювиально-делювиальными образованиями Амударьи и Сырдарьи, морскими осадками Аральского моря, эоловыми песками, аллювиально-пролювиальными и делювиальными образованиями предгорных равнин.

Аллювиальные отложения Сырдарьи мощностью до 140—170 м представлены разнозернистыми песками и прослоями и линзами суглинков и глин. Вода находится на глубине 0,8—30 м, местами напорная. Удельные дебиты скважин 0,1—2,5 л/с. От верховьев и до середины долины вода в аллювии сульфатно-гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,8—1,2 г/л, ниже по падению минерализация ее увеличивается до 3—3,5 г/л, и она становится сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатной натриевой. Минерализация возрастает и от русла реки к бортам долины, где на участках близкого залегания достигает 40—60 г/л. В аллювиально-дельтовых отложениях мощностью до 100—120 м вода залегает на 0,5—20 м и более ниже поверхности земли. Удельные дебиты скважин 0,3—2,2 л/с. Питание подземных вод осуществляется главным образом за счет потерь поверхностного стока. По данным М. М. Крылова и др. («Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана». Т. 1, 1963), в дельте Сырдарьи теряется до 27% поверхностных вод, что при среднемноголетнем расходе 1500—2000 м³/с составляет огромную величину. В прирусловой части рек и каналов минерализация грунтовых вод 0,3—1 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В удалении от русел минерализация воды возрастает до 50—100 г/л, состав становится хлоридно-сульфатным натриевым.

Аллювиальная равнина восточнее дельты Амударьи сложена песчано-глинистыми образованиями мощностью до 70 м. Вода в них преимущественно хлоридно-сульфатная натриево-магниевая с минерализацией до 18—35 г/л, залегает на глубине 10—40 м. В виде небольших линз встречаются слабосолоноватые сульфатные натриевые воды.

Состав водовмещающих пород предгорных равнин, закономерности их распространения и водоносность, а также особенности формирования химического состава заключенных в них вод существенно не отличаются от описанных для Чуйско-Сарысуйского бассейна.

Восполняются ресурсы подземных вод бассейна в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации влаги из воздуха и потерь поверхностного стока. Воды зоны активного водообмена разгружаются в Аральское и Каспийское моря, а также в реки и путем эвапотранспирации. Воды глубоких водоносных горизонтов разгружаются в вышележащие горизонты и на поверхность земли главным образом по зонам разломов.

В результате сложного комплекса природных процессов в бассейне сформировалась вертикальная и горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Для всего бассейна особенности ее рассмотрены

У. М. Ахмедсафиным и др. («Артезианские бассейны . ..», 1968), Л. А. Островским и В. М. Фоминым (1969), для голодностепской части — А. С. Хасановым (1968) и для Центральных и Юго-Западных Кызылкумов — М. Т. Бурак (1968).

е. Приташкентский артезианский бассейн

Этот бассейн приурочен к одному из глубоких прогибов района. На востоке и юго-востоке он обрамляется горами Кураминского и Чаткальского хребтов, на севере — хр. Каржантау, на юге и западе открыт в сторону долины Сырдарьи.

В геологическом строении горного обрамления, являющегося внешней областью питания бассейна, участвуют допалеозойские и палеозойские вулканогенно-осадочные и осадочно-метаморфические породы и различные интрузивные образования. Вода накапливается в зоне эффективной трещиноватости, проникающей на глубину 60—150 м, местами, возможно, больше. Вследствие высокой расчлененности рельефа и значительного количества осадков, выпадающих в горах, в долинах рек и других эрозионных понижениях часто наблюдаются родники. Наиболее значительные из них (с дебитами до 10—12 л/с) связаны с известняками, часто закарстованными. Водоносность других пород слабая. В высоком поясе горного обрамления распространены гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,1—0,2 г/л. По мере движения к подножиям гор минерализация воды увеличивается до 0,4—0,6 г/л и уже в некотором удалении от последних под осадочным чехлом внутренней области питания в породах фундамента возрастает до 4—7 г/л, состав воды становится хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным натриевым. В этих условиях вода приобретает напорный режим и имеет температуру до 52° С, дебиты скважин при изливе достигают 20 л/с.

Приташкентская впадина представляет собой внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна. Она выполнена мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью более 2000 м. Подземные воды юрских отложений изучены слабо, а меловых вскрыты большим числом скважин на глубине 60—2000 м и более. В разрезе последних установлено несколько водоносных горизонтов мощностью 1—170 м, сложенных песками, конгломератами и песчаниками, разделенными глинами и аргиллитами. Пьезометрические уровни их во многих пунктах поднимаются выше поверхности земли, дебиты скважин от долей до 90 л/с. Минерализация воды около 1 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный или гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый с содержанием кремнекислоты до 42 мг/л (Островский, Фомин, 1969). Температура воды в зависимости от глубины изменяется от 21 до 68° С.

В отложениях палеогена вода вскрывается на глубине 349—1225 м. Водовмещающие породы — пески и известняки, образующие несколько напорных водоносных горизонтов, пьезометрические уровни которых местами поднимаются выше устьев скважин. Дебиты последних при изливе воды от долей до 12 л/с. Вблизи внешней области питания вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией до 1 г/л, в удаленных от нее частях бассейна до 27—32 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый. Температура воды 34,5—43,5° С.

В неогеновых отложениях напорные воды встречены на глубине 200—550 м. Водовмещающие породы — песчаники, пески, гравелиты, конгломераты мощностью 3—300 м. Минерализация воды не превышает 1 г/л, в глубоких

горизонтах до 7,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый и сульфатный натриевый.

Четвертичные отложения заключают свободную и напорную воду. Наиболее водоносны аллювиальные образования, содержащие пресную гидрокарбонатную кальциевую воду, залегающую на глубине 0,5—20 м и широко используемую для водоснабжения и орошения.

ж. Ферганский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена Чаткальским, Кураминским, Ферганским, Туркестанским и Алайским хребтами. Внутренняя приурочена к Ферганской межгорной впадине, вытянутой в широтном направлении на 350—400 км при ширине до 150—200 км и осложненной серией разрывных нарушений субширотного и субмеридионального направлений.

А. Н. Султанходжаев (1970) выделил в составе бассейна три структурно-гидрогеологических этажа: сильнодислоцированных и метаморфизованных осадочных и вулканогенных образований докембрия и палеозоя; преимущественно осадочных мезозойских, палеогеновых и нижненеогеновых; верхненеогеновых и четвертичных образований.

Породы нижнего этажа обнажаются на поверхности в горно-складчатых сооружениях внешней области питания, а в центральной части бассейна погружаются на 8—9 км под осадочный чехол мезозойско-кайнозойских отложений. В этих породах формируются пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды. Водоносность пород слабая, за исключением известняков и доломитов, особенно закарстованных, питающих родники с дебитами до десятков литров в секунду. Значительной водоносностью характеризуются зоны разрывных дислокаций. Под осадочным чехлом мезозоя и кайнозоя в породах фундамента формируются высокоминерализованные напорные воды, пьезометрический уровень которых поднимается выше устьев скважин. Притоки воды высокие, особенно к скважинам, вскрывшим карбонатные породы верхнего девона и карбона.

В составе среднего этажа выделяются водоносные комплексы юрских, меловых, палеогеновых и нижненеогеновых отложений.

Юрские отложения — преимущественно конгломераты, песчаники, алевролиты, угли, углистые сланцы и глины — распространены широко. В горном обрамлении бассейна из юрских отложений выходит значительное количество родников с дебитами от сотых долей до 10 л/с. В большинстве из них вода пресная, в единичных слабосолоноватая, углекислая. С глубины от 150 до 2300 м минерализация воды возрастает от 4,8 до 87 г/л. Родниковая вода гидрокарбонатная кальциевая, вода глубоких горизонтов сульфатная и хлоридная натриевая. Широко распространены во внутренней области питания бассейна и меловые морские и континентальные образования. Водоносность их изучена преимущественно в южной части бассейна. Воды вскрыты в антиклинальных структурах на глубине 41—2600 м. Водовмещающие породы — песчаники, доломитизированные известняки и известняки — образуют более 10 водоносных горизонтов, разделенных глинами. В краевой части впадины минерализация воды 1,1—1,8 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый и сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый. По мере движения к центру впадины минерализация воды увеличивается до 250 г/л, состав ее становится хлоридным натриево-кальциевым. В некоторых нефтеносных структурах наблюдается инверсия в изменении состава воды, заключающаяся в умень-

шении ее минерализации с глубиной. Наиболее водоносны известняки альба, воды которых поднимаются выше поверхности земли и дают притоки к скважинам до 8,4 л/с. Дебиты скважин, вскрывших другие свиты мелового комплекса, 0,004—0,5 л/с.

В палеогеновых отложениях — переслаивающихся глинах, известняках, песчаниках и мергелях — содержится несколько водоносных горизонтов, залегающих на глубине 260—3500 м. Воды напорные с пьезометрическим уровнем, поднимающимся выше устьев скважин. Дебиты последних при изливе воды достигают 7,5 л/с. Минерализация воды от 2,5 г/л в верхних горизонтах до 290 г/л в нижних, состав хлоридный натриево-кальциевый, установлены бром и иод.

Мощность отложений нижнего неогена до 3—4 км, состоят они из переслаивающихся глин, мергелей, алевролитов и подчиненных песчаников, гравелитов и конгломератов; в северо-западной части бассейна имеются хемогенные образования. В этой толще содержится значительное количество напорных водоносных горизонтов, залегающих на глубине 400—4500 м. Дебиты скважин при изливе воды достигают 28 л/с, наиболее распространенные 5—8 л/с. Минерализация воды от внешней области питания бассейна к внутренней возрастает от 1 до 250 г/л. Максимальная минерализация установлена в районе развития брахискладок, выраженных в рельефе адырными поднятиями, состав воды хлоридный натриево-кальциевый, обнаружены бром и иод.

В верхнем этаже выделяются водоносные комплексы верхненеогеновых—нижнечетвертичных и четвертичных отложений. Первый комплекс мощностью 3—4 км представлен преимущественно отложениями предгорных шлейфов, в которых выявлено более пяти водоносных горизонтов. Водовмещающие породы — песчаники, конгломераты, линзы песка и гравия, разделенные глинами. Породы характеризуются высокой водоносностью (ресурсы содержащейся в них воды ориентировочно оцениваются в 21 м³/с), а подземные воды — значительными напорами. Минерализация их от 0,3—0,5 г/л в полосе предгорий до 40—70 г/л в очагах внутриформационной разгрузки (Султанходжаев, 1970).

Мощность четвертичного водоносного комплекса до 1 км. Значительные ресурсы воды скапливаются в аллювиальных образованиях речных долин и в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса. Вода залегает на глубине 1—90 м, минерализация 1—100 г/л. Удельные дебиты скважин 0,1—14 л/с. Воды гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые. С глубиной минерализация воды уменьшается. Эксплуатационные ресурсы подземных вод комплекса оцениваются в 282,4 м³/с.

Бассейн характеризуется повышенным значением геотермического градиента. Температура воды меловых и палеогеновых отложений в интервале 600—1500 м составляет 30—50° С, на глубине 5—6 км она, по-видимому, будет значительно выше 100° С. Температура воды нижнеогеновых отложений 38—71° С, верхненеогеновых — нижнечетвертичных 30—45° С.

Восполняются ресурсы подземных вод бассейна главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсационной влаги и поверхностных водотоков. Региональное распределение минерализации и состава подземных вод довольно сложное. В юго-западной части впадины минерализация воды закономерно повышается по падению пластов и в направлении от ее окраины к внутренним частям; в южной части впадины минерализация воды с глубиной уменьшается. Так, если в юрско-нижнемеловом комплексе она не превышает 90 г/л, то в верхнемеловом — палеогеновом возрастает до 250 г/л. Подобное явление наблюдается и в структурах северо-восточной части впадины. Аномальный

гидрохимический разрез В. С. Самарина и др. («Особенности гидрохимической . . .», 1968) объясняют тем, что к верхнему комплексу приурочены седиментационные воды, концентрация солей в которых, по видимому, достигала стадии осаждения гипса. В юрских и нижнемеловых отложениях были захоронены солоноватые и соленые воды, которые в современный этап геологического развития отличаются большей динамичностью, так как обнажаются на более высоких отметках, чем верхнемеловые и палеогеновые породы. В северо-восточной части впадины гидрогеохимическая инверсия связывается с крупными разрывными дислокациями, являющимися хорошими проводниками пресных вод от областей питания в более глубокие горизонты.

Разгружаются подземные воды бассейна с помощью речной сети, разрывных дислокаций и адырных поднятий, характеризующихся повышенной трещиноватостью пород, путем испарения с поверхности подземных вод при близком их залегании или с поверхности озер, питающихся ими, и, наконец, с помощью многочисленной сети водозаборных скважин.

3. Нарынский артезианский бассейн

Бассейн находится в верховьях одноименной реки, притока Сырдарьи. Внешняя область питания его представлена хребтами Молдотау, Караджарга, Джетум, Ферганским, Атбаши, Нарынтау и Барколдой, относящимися к системе Тянь-Шаня. В геологическом строении ее участвуют метаморфические толщи докембрия — нижнего палеозоя, эффузивно-осадочные и карбонатные образования силура, девона и карбона, песчанико-сланцевые отложения верхнего палеозоя, гранитоидные породы разного состава и возраста. Породы собраны в сложные складки, местами нарушены дизъюнктивными дислокациями, важную роль среди которых играют глубинные разломы, создавшие блоковую структуру бассейна.

Наиболее водоносны разновозрастные закарстованные известняки и доломиты, питающие родники с дебитами 1—10 л/с, иногда до нескольких десятков и сотен литров в секунду и даже до 2—3 м³/с. Дебиты родников, получающих питание из водоносных песчаников, 0,1—5 л/с, из глинистых сланцев — 0,1—2 л/с, из интрузивных пород — 0,1—10 л/с, из кристаллических сланцев, филлитов, гнейсов и других метаморфических образований — 1—10 л/с. В зонах тектонических нарушений дебиты родников 20—300 л/с. Воды ультрапресные и пресные с минерализацией до 0,5, иногда до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые.

Нарынская впадина, являющаяся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна, выполнена мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 1500 м. Подземные воды мезозоя не изучены; в палеоген-неогеновых песчано-глинистых соленосных отложениях формируются термальные напорные воды, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые в верхних горизонтах и более минерализованные, скорее всего хлоридные натриевые, в более глубоких. В четвертичных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных образованиях распространены грунтовые и местами напорные, преимущественно пресные воды. В предгорьях впадины они залегают на глубине 40—80 м, в центральной части — до 4 м.

2. Южно-Туранский сложный артезианский бассейн

Этот бассейн включает Мангышлакско-Ассакеауданский, Кара-Богаз-гольский, Каракумский, Зеравшанский, Дехканабадский, Предкопетдагский и Верхне-Амударьинский бассейны второго порядка.

а. Мангышлакско-Ассакеауданский артезианский бассейн

Бассейн протягивается от восточного побережья Каспийского моря до восточного окончания гор Карабаур. Внешняя область питания его на севере представлена горами, составляющими Мангышлакскую систему дислокаций, а на юге Туаркырскую.

Фундамент бассейна сложен высокометаморфизованными образованиями допалеозоя, палеозоя, переходным комплексом перми и триаса. Рельеф фундамента неровный, в нем выделяются два крупных прогиба — Южно-Мангышлакский, в пределах которого он опущен на глубину 3500—4000 м, и Ассакеауданский, в котором он находится на глубине более 3000 м. На фундаменте залегают юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, выполняющие главным образом внутреннюю область питания бассейна.

Допалеозойские и палеозойские образования скрыты комплексом переходных пород, поэтому подземные воды их не изучены. В породах пермо-триаса формируются трещинно-грунтовые и напорные воды. В системе Мангышлакских дислокаций они питают многочисленные родники, а также вскрываются скважинами на глубине до 50—70 м. Дебиты родников составляют десятые доли литра в секунду, но в зонах разломов увеличиваются до 2—6 л/с; в системе Туаркырских дислокаций дебиты родников, выходящих из песчаниково-сланцевых пород перми, до 0,5 л/с. Напорные, самоизливающиеся воды вскрыты в зонах разломов Карабаурского увала. Дебиты скважин при свободном изливе воды 4—10 л/с. Минерализация 0,4—10 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-хлоридный натриевый.

Водовмещающие породы юры представлены алевролитами, песками, песчаниками, известняками и сланцами, водоупорные — глинами и мергелями. Воды грунтовые и напорные. В северной части бассейна вода вскрывается на глубине 5—50 м, удельные дебиты скважин не превышают 0,1 л/с. Дебиты родников, приуроченных к зонам разломов, до 0,5 л/с. Минерализация воды 1—180 г/л, состав хлоридный натриевый. Из микрокомпонентов в ней содержатся бром, иод, стронций, из газов преобладают метан и углеводороды, в больших количествах присутствует органическое вещество.

Водовмещающие породы меловых отложений состоят из песчаников, песков, сланцев и известняков, среди которых залегают водоупорные глины и мергели, благодаря чему в мощной толще их (700—1600 м) имеется большое число напорных водоносных горизонтов. В Мангышлакской системе дислокаций скважины дают притоки 1—8,5 л/с, дебиты колодцев и родников не превышают 1 л/с. Минерализация воды около 0,8 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Минерализация более глубоких вод до 8 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый.

В Южно-Мангышлакском прогибе напорная вода вскрывается на глубине 100—600 м и более. Пьезометрический уровень часто устанавливается выше поверхности земли, дебиты скважин при изливе воды достигают 10—50 л/с. Минерализация ее возрастает до 50 г/л, состав хлоридный натриевый. В Ассакеауданском прогибе напорная вода в песчаниках и известняках, разделенных глинами и мергелями, встречается на глубине 200—500 м. Уровень воды местами поднимается выше устьев скважин, минерализация в зависимости от глубины залегания от 3,4 до 107 г/л, температура 14—38° С. Состав воды преимущественно хлоридный натриевый.

Воды палеогеновых отложений изучены слабо. На м. Тюб-Караган во внешней области питания бассейна они вскрываются в песках и песчаниках

на глубине 2,5—6,5 м. Дебиты колодцев 0,5—0,8 л/с, вода сульфатно-гидрокарбонатная натриевая. Притоки воды к скважинам также невысокие, минерализация ее 2—5 г/л, в относительно погруженной части бассейна возрастает до 200 г/л (район впадины Чагала-Сор).

Неогеновые отложения мощностью 10—250 м представлены известняками, песками, песчаниками, глинами и мергелями. В Южно-Мангышлакском прогибе вода в них вскрывается на глубине 1,5—40, реже 100 м. Минерализация воды родников, выходящих из закарстованных известняков в обрывах Каспийского моря, до 3 г/л, более глубоких горизонтов до 15—18 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. В Ассакеаудапской впадине вода в отложениях неогена залегает на глубине 2—110 м, пьезометрические уровни не достигают поверхности земли, дебиты скважин не превышают 1 л/с. Минерализация воды 0,5—50, местами до 100 г/л.

Мощность комплекса четвертичных отложений 2—60 м. В отношении водоносности интерес представляют эоловые пески, в которых формируется более или менее выдержанный водоносный горизонт, залегающий на глубине 1,5 м в межбарханных понижениях и 8—25 м под буграми. Притоки к колодцам невысокие, но воды пресные и слабосолоноватые сульфатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава.

б. Кара-Богазгольский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна на северо-востоке представлена хр. Туаркыр, на юге — Большим Балханским. Внутренняя область питания приурочена к Прикарабогазгольской низменной равнине и к межгорным впадинам Туаркырской системы дислокаций. В геологическом строении бассейна участвуют те же стратиграфические комплексы пород, что и в Мангышлакско-Ассакеаудинском бассейне.

В Туаркыре из пермских песчаников и сланцев выходят родники с дебитами не более 0,5 л/с. Воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 2—10 г/л. Напорная вода в гравелитах и песчаниках пермо-триаса вскрыта севернее хр. Большой Балхан, уровень ее поднимается выше поверхности земли, водоносность пород слабая. Вода хлоридная натриевая с бромом и минерализацией 22 г/л.

Подземные воды юрских отложений характеризуются слабой водоносностью, дебиты водопунктов чаще всего не более 1 л/с. Одна из скважин, пройденная во внутренней области питания, фонтанировала с дебитом до 5—7 л/с. Минерализация воды 0,5—48 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый и хлоридно-сульфатный натриевый, температура воды в интервале 300—620 м 46,5° С.

Меловой водоносный комплекс вскрыт на глубине 100—600 м. Пьезометрические уровни воды часто поднимаются выше поверхности земли, дебиты скважин достигают первых десятков литров в секунду. В районе Кошобинского поднятия развиты пресные воды. С погружением на глубину в западном направлении минерализация воды возрастает до 30—40 г/л, а на структуре Аджигир — на северном склоне Предбалханского прогиба — до 70—80 г/л. Верхнемеловые карбонатные отложения Порсокупского плато — юго-восточнее залива Кара-Богаз-Гол — содержат слабоминерализованные воды, которые выходят на поверхность в малодебитных родниках Янгису, Бек-Мурад-Томчи и др. В западном направлении минерализация воды возрастает до 70 г/л в районе м. Омчалы и до 90—100 г/л на южной Кара-Богаз-Гольской косе.

Сведения о водоносности палеогеновых отложений отсутствуют. Подземные воды неогена залегают на глубине 1,5—40 м, реже более. Пресные воды распространены в Чильмамедкумах, где приурочены к пескам апшерона, известнякам и песчаникам акчагыла, на остальной площади наблюдаются солоноватые и соленые воды с минерализацией 3—18 г/л.

В четвертичных отложениях пресная и соленая вода встречена в пролювиальных отложениях Большого Балхана и в эоловых песках Туаркыра. Наиболее интересны здесь такыры, с которыми часто связаны небольшие линзы пресных вод, залегающие на глубине до 10 м.

в. Каракумский артезианский бассейн

Этот бассейн является одним из крупных в районе. По данным Я. А. Ходжакулиева (1966), фундамент его сложен палеозойскими осадочно-вулканическими и интрузивными породами, а также пермо-триасовыми преимущественно осадочными морскими и континентальными образованиями. Во внешней области питания эти породы обнажаются на поверхности, а во внутренней погружаются на глубину от 800—1000 м на поднятиях, примыкающих к Султануиздагу, до 2850 м на Фарабской площади (Соколовский, 1964). В связи с этим в структуре бассейна выделяется большое число погребенных поднятий и погруженных зон (Центрально-Каракумское сводовое поднятие, Верхне-Узбойский прогиб, Хорезмско-Измаильская впадина и др.), образующих многочисленные артезианские структуры более высокого порядка (Борзасеков, 1964). Внутренняя область питания сложена юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями общей мощностью 5—6 км.

Водоносность пород фундамента слабая, вода хлоридная натриевая с минерализацией до 184 г/л. Присутствуют иод и бром.

Водовмещающие породы юры представлены песчаниками, песками, известняками, водоупорные — прослоями глин, пластами и пачками гипсов, ангидритов, глинистых сланцев, каменной соли. Пористость водовмещающих пород около 10%, проницаемость не превышает 10 мд и с глубиной уменьшается. В Заунгузском районе вода в отложениях юры вскрывается на глубине 900 м, ее температура до 36° С, дебиты скважин не более 1 л/с. В Бухарском районе вода залегает на глубине 1100—1500 м, температура ее до 54—70° С. Термальные воды в отложениях юры встречены также в Мургабском прогибе на глубине 2900—3500 м. В Гаурдакском серном месторождении уровни воды поднимаются выше поверхности земли, напоры понижаются в северо-западном направлении. По Я. А. Ходжакулиеву (1966), зона высокоминерализованных вод охватывает площади, прилегающие к юго-западным отрогам Гиссарского хребта (от 30—50 г/л в верхней части разреза до 110 г/л на глубине). В воде присутствуют иод, бром и аммиак. Далее на запад минерализация воды повышается до 50—200 г/л. Максимальные значения ее отмечаются на западе в водоносных горизонтах карбонатной юры, залегающей под соленосной толщей. Зона крепких рассолов совпадает с площадью распространения гаурдакской соленосной толщи. Хлоридные магниево-кальциевые и кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 350—540 г/л встречены в Мургабском прогибе на глубине 2900—3500 м. Они содержат иод, бром, цинк, стронций, медь, марганец, никель, свинец, железо, кремний, титан и хром, а из газов — метан и азот.

Меловые отложения, распространенные повсеместно, в прибузбойской части бассейна вскрываются на глубине 775 м, в Бухарском районе и в Каршинской степи — 126—1700 м и более, в южной части Мургабского прогиба залегают первыми от поверхности земли. Водовмещающие породы представлены

песками, песчаниками, известняками и конгломератами, водоупорные — глинами, гипсами и мергелями. Напоры воды в Приузбойском районе достигают 766 м, в Бухаре и Каршинской степи пьезометрические уровни поднимаются до 20 м над устьями скважин. Снижаются напоры, как и в юрском комплексе, в северо-западном и западном направлениях. Проницаемость водовмещающих пород 0,5 д, скорость движения воды 0,2—0,4 м/год в нижнемеловых и до 1—2 м/год в верхнемеловых отложениях. Дебиты скважин достигают 12 л/с. Температура воды 15—60° С. В нижнемеловых отложениях зона пресных и солоноватых вод с минерализацией до 9 г/л находится в юго-восточной части бассейна, откуда узкой полосой протягивается на северо-запад. Вода гидрокарбонатная и сульфатная натриевая, реже хлоридная магниевая с иодом, бромом и аммиаком. Западнее располагается зона соленых вод хлоридного натриевого и кальциевого состава с минерализацией до 43, редко до 50 г/л с теми же микрокомпонентами. Зона рассолов с минерализацией до 200 г/л занимает значительную площадь западной части бассейна. Наконец, в Мургабском прогибе наблюдается еще область развития крепких рассолов с минерализацией до 260 г/л, хлоридных натриевых, реже натриево-кальциевых. В этих водах помимо иода и брома установлены цинк, стронций, барий, молибден, медь, марганец, никель, алюминий, железо, кремний, титан и хром. Аналогичная картина в изменении химического состава воды с востока на запад и северо-запад наблюдается и в верхнемеловых отложениях, с той лишь разницей, что минерализация этих вод здесь менее высокая по сравнению с водами нижнемеловых и юрских отложений (Ходжакулиев, 1966).

Водовмещающие породы палеогеновых отложений представлены известняками и песчаниками. В Бухаро-Каршинском районе и Мургабском прогибе мощность комплекса от первых десятков до нескольких сотен метров. Пьезометрические уровни в некоторых пунктах поднимаются выше поверхности земли, водоносность пород слабая, удельные дебиты скважин не превышают 1 л/с. Температура воды 17—37° С, минерализация увеличивается с востока на запад от 1 до 10 г/л и более, состав меняется от сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого.

Водоносный комплекс неогена в Центральных Каракумах сложен маломощными прослоями песков и песчаников, притоки воды к скважинам невысокие, минерализация воды 12—58 г/л. В Заунгузье грунтовая вода в тех же породах вскрывается на глубине 5—70 м и движется с уклоном 0,0003—0,0005 в северо-западном направлении. В водоносных линзах минерализация воды не превышает 1 г/л, на других участках 16—50 г/л, состав сульфатно- и хлоридно-карбонатный и хлоридный натриевый. Местами здесь встречаются слабонапорные воды. Дебиты скважин 0,1—0,8 л/с. В Бухаро-Каршинском районе вода находится на глубине 1—60 м, на некоторых площадях 75—350 м, дебиты водопунктов 0,02—1,2 л/с, минерализация воды от 3—10 г/л на севере до 10—30 г/л на юге района. Пьезометрические уровни напорных вод не достигают поверхности земли на 4—32 м. В Мургабском прогибе мощность неогена около 900 м в южной части и до 250 м в северной. Вода залегает на глубине 6—260 м. Дебиты водопунктов не превышают 0,5 л/с. Воды преимущественно солоноватые и соленые.

Четвертичные отложения мощностью до 300 м представлены главным образом аллювиальными образованиями Амударьи, Мургаба, Теджена и эоловыми песками. В них формируется поток грунтовых вод, уровень которого находится на глубине 0,5—3 м в межгрядовых понижениях песков и 20—30 м под буграми. Поток движется с уклоном 0,0001—0,0002 в северо-западном

и западном направлениях, получая питание за счет потерь поверхностного стока указанных и других рек, оросительных каналов, атмосферных осадков и поступления воды со стороны внешней области питания. Достигнув древнего русла Узбоя, он, очевидно, дренируется им и отводится в направлении огромного солончака Келькор, расположенного на побережье Каспия. Минерализация вод потока в юго-восточной части 20—30 г/л, в Прикунгузье до 40 г/л и более, а при углублении на 30—40 м до 60—80 г/л. Пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды формируются главным образом в аллювиальных отложениях прирусловой части рек, в основном же это хлоридные натриевые воды. Характерная особенность бассейна — наличие большого числа линз пресных вод, среди которых известная Ясханская. Большое значение имеют грунтовые воды дельтовых образований Мургаба, Теджена, Кашкадарьи, Зеравшана, залегающие на глубине 0,5—30 м. Минерализация пестрая, обычно возрастающая с глубиной и местами превышающая 100—120 г/л. Водоносность отложений также пестрая, но в целом достаточно высокая, удельные дебиты скважин в дельте Зеравшана 0,8—5 л/с, Кашкадарьи 1—3 л/с, Мургаба до 0,5 л/с (Горбунова, 1958, 1959).

Таким образом, в бассейне наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Первая выражается в постепенном увеличении минерализации воды с востока на запад и северо-запад, а вторая — с глубиной при соответствующем изменении состава воды. В плане и по вертикали минерализация возрастает скачкообразно, что связано, очевидно, с неравномерной засоленностью пород. Очаги максимальной минерализации воды обычно приурочены к участкам развития соленосных отложений и обусловлены их выщелачиванием и растворением.

Помимо названных источников питания, большое значение в пополнении естественных ресурсов подземных вод имеет конденсационная влага воздуха, особенно для формирования линз пресных грунтовых вод, широко развитых в бассейне. Разгружаются глубокие водоносные горизонты скрытно по зонам разрывных нарушений в вышележащие водоносные комплексы, что проявляется в аномальном составе или повышенной температуре воды этих комплексов на участках разгрузки, либо и тем и другим одновременно. В случаях, когда разломы достигают поверхности земли, на участках разгрузки выходят родники, вода которых характерна для глубоких горизонтов, появляются заболоченности, солончаковые поля (Борзасеков, 1964). Подземные воды зоны активного водообмена разгружаются через речную сеть, путем эвапотранспирации, а также с помощью водозаборных скважин и шахтных колодцев.

Каракумский бассейн относится к категории достаточно высокопрогретых. Температура подземных вод его изменяется от 15—20° С на глубине около 100 м до 107° С на глубине 2650 м. По отдельным интервалам глубин температура воды колеблется следующим образом: 500 м 34—44° С; 1000 м 54—62,6° С; 1500 м 71—81° С; 2000 м 81,8—97,1° С (Ходжакулиев, 1966). Бассейн богат минеральными (лечебными) водами, среди которых выделяются различной концентрации и температуры иодо-бромные, сероводородные, радоновые соленые и солоноватые, а также фтористые солоноватые воды.

г. Зеравшанский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна на севере представлена хребтами Каратау, Актау и Нуратау, на востоке — западными отрогами Туркестанского хребта, на юге — Зеравшанского, на западе он соединяется с Каракумским бассейном. Внутренняя область питания приурочена к Самаркандской впадине,

в фундаменте которой выделяются три прогиба: наиболее значительный Каттакурганский, опущенный на глубину до 2000 м, Пенджикентский и Джумабазарский («Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана». Т. 1, 1963).

Сложена внешняя область питания допалеозойскими, палеозойскими и триасовыми осадочными, эффузивными и интрузивными образованиями. Самаркандская впадина заполнена юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Осадочный чехол впадины образует крупную синклиналь, наиболее крутые углы которой наблюдаются на участках, прилегающих к горам. По мере удаления от последних углы падения пород выполаживаются, и в середине впадины породы залегают горизонтально.

Родники, выходящие из пород внешней области питания, обладают самыми различными дебитами, минерализация воды до 1 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый. По данным Г. А. Мавлянова и др. («Гидрогеологические условия . . .», 1968), наиболее водоносны известняки, питающие родники с дебитами до 20—30 л/с; дебиты родников, выходящих из гранитов, от 1 до нескольких литров в секунду, из песчаников и сланцев палеозоя — не более 0,5 л/с.

Водоносность юрских отложений не изучена. По мнению Б. А. Бедера (1961), в них, возможно, распространены высокоминерализованные хлоридные натриевые воды. В меловых отложениях воды вскрыты в ряде пунктов на глубине 142—1089 м. В одной из скважин, встретившей эти воды в мелкогалечных конгломератах на глубине 142 м, уровень поднялся на 13 м над ее устьем. При понижении последнего на 11,3 м дебит достигал 15,6 л/с; вода сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатная натриево-магниево-кальциевая с минерализацией 1,04 г/л, температура 24,5° С. В другом пункте в тех же породах термальная (45° С) вода встречена на глубине 569 м. При уровне ее на 1 м выше поверхности земли дебит скважины составлял 18,9 л/с. Минерализация воды 1,2 г/л, состав тот же, что и в предыдущей скважине. В третьем пункте, расположенном близ Бухары, вода того же состава с минерализацией 2,8 г/л и температурой 50—55° С вскрыта в интервале 380—1089 м.

В палеоген-неогеновых отложениях бассейна установлено несколько напорных горизонтов, залегающих на глубине до 600 м. Водоносны кварцевые пески, песчаники и гравелиты, разделенные мощными пачками глин. Пьезометрические уровни устанавливаются в нескольких метрах ниже поверхности земли или поднимаются значительно выше ее и скважины фонтанируют с дебитами до 6,5—11 л/с. Минерализация воды 0,9—1,2 г/л, состав аналогичен составу воды меловых отложений, температура не превышает 20° С. Нерасчлененные неоген-древнечетвертичные отложения, развитые на ряде участков, имеют мощность до 225 м и сложены песчано-гравийно-галечниковыми образованиями. Уровни водоносных горизонтов поднимаются на несколько метров над устьями скважин, а дебиты последних достигают 7,5 л/с при понижении уровней до 17 м. Вода сульфатно-гидрокарбонатная, по катионам смешанная с минерализацией до 3,8 г/л.

В аллювиальных отложениях долины Зеравшана до глубины 200—250 м имеется четыре-пять напорных водоносных горизонтов с пьезометрическим уровнем, поднимающимся до 4,5 м над поверхностью земли. Дебиты скважин 2—20 л/с, минерализация 3—1,3 г/л. Последняя увеличивается с глубиной и по простиранию аллювиального потока от 0,3—0,7 г/л в верховьях до 7 г/л в низовьях с соответствующим изменением состава воды («Гидрогеологические условия . . .», 1968).

д. Дехканабадский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена западными отрогами Гиссарского хребта и сложена палеозойскими сланцами и гнейсами; внутренняя приурочена к широкой долине р. Гузадарьи, по данным Б. А. Бедера (1961) сложенной юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

Из коры выветривания палеозойских пород внешней области питания бассейна выходят малодебитные родники, по-видимому, с пресной гидрокарбонатной натриево-кальциевой водой. Водоносность среднеюрских песчаников, мергелей и известняков, переслаивающихся с глинами и залегающих на размытой поверхности фундамента под соленосными отложениями верхней юры, не изучена. Можно предположить, что в них развиты высокоминерализованные, скорее всего, термальные напорные воды хлоридного натриевого состава. В верхнеюрских отложениях также распространены напорные воды. На участке Гаурдакского соляного месторождения они встречены в надсоленосных ангидритах на глубине первых сотен метров. Дебиты скважин 0,01—0,27 л/с при понижениях уровней от 0,46 до 49,55 м. Состав хлоридный натриево-кальциево-магниевый, минерализация 35—40 г/л, температура 23,6° С. В соленосной толще того же месторождения минерализация воды возрастает до 396—444 г/л, состав воды хлоридный магниево-кальциевый со следами пода и брома. Пьезометрические уровни в большинстве пунктов поднимаются выше поверхности земли, дебиты скважин при свободном изливе 0,02—0,34 л/с. Под соленосными отложениями залегает толща безводных ангидритов мощностью 400 м, а еще ниже — толща известняков мощностью до 600 м, содержащая хлоридную натриевую воду, минерализация которой с глубиной увеличивается от 50 до 111 г/л. Приток воды в скважину 2,3—2,4 л/с при понижении уровня на 22 м. Б. А. Бедер (1961) предполагает, что воды этих известняков через зону разлома питают родник Хожда-Ипак с дебитом 35—45 л/с, вода сероводородная хлоридная натриевая, минерализация около 70 г/л и температура 21° С. Воды соленосной толщи вскрыты еще в районе г. Керки, где пробурена скважина глубиной 2908 м. Здесь при проходке этих отложений ударил мощный кратковременный фонтан хлоридной кальциево-магниевой подо-бромной воды с минерализацией 540 г/л.

Залегающие выше меловые отложения слабоводоносны, минерализация воды достигает 165 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый, температура 31,5° С.

В палеогеновых отложениях минерализация воды, очевидно, не будет превышать 5—8 г/л. В водоносных песчаниках неогена вода залегает на глубине около 40 м, состав сульфатно-хлоридный, по катионам смешанный, минерализация около 5 г/л. Водоносность пород слабая.

е. Предкопетдагский артезианский бассейн

Внешней областью питания бассейна является хр. Копетдаг, внутренняя область питания и накопления подземных вод его приурочена к одноименному краевому прогибу, отделяющему альпийские складчатые структуры Копетдага от Туранской плиты.

В геологическом строении бассейна участвуют породы доюрского основания, представленные допермским геосинклинальным и пермо-триасовым орогенно-субплатформенным комплексами, мезозойско-палеогеновый платформенный и неоген-четвертичный молассовый комплексы.

В пределах Копетдага мезо-кайнозойские отложения образуют сложную систему складок, опрокинутых на север и осложненных многочисленными разрывами чаще всего надвигового характера. Мощный разрыв, известный в литературе под названием термальной линии или термальной зоны Копетдага, проходит по подножию хребта, отделяя от него краевой прогиб. Сложная система складок, осложненных разрывными дислокациями, установлена и на площади прогиба. Породы доюрского основания нигде не обнажаются, в пределах прогиба они лишь в районе Кызыл-Арвата залегают на глубине 5—7 км, в остальной части значительно ниже. Поэтому водоносность их совершенно не изучена.

Наиболее древние образования Копетдага, установленные в его центральной части, — известняки мальма — неокома мощностью более 1000 м. Они питают многочисленные родники с гидрокарбонатной кальциевой водой, имеющей минерализацию до 1 г/л. Лишь родники, приуроченные к зонам разломов, характеризуются сульфатным кальциевым составом, повышенной минерализацией и запахом сероводорода.

Водоносные породы апта — сеномана, распространенные в западной части Копетдага, представлены главным образом песчаниками. В них вскрыты свободные и напорные воды, пресные или слабосолоноватые с минерализацией до 1—2 г/л, редко более. Дебиты водопунктов от долей до 7—10 л/с. Состав воды гидрокарбонатный и сульфатный кальциевый, сульфатный и хлоридный натриевый. Подземные воды более высоких горизонтов верхнего мела накапливаются и движутся в трещиноватых мергелях, залегающих среди глин. Дебиты родников в восточной части Копетдага невысокие, вода сульфатная натриевая, солоноватая, редко пресная (в отложениях маастрихта).

Водовмещающие породы палеогена сложены горизонтами песчаников, разделенных водоупорными глинами. Дебиты родников достигают 10 л/с, но чаще значительно меньше и в целом характеризуют толщу как слабоводоносную. Минерализация воды 0,5—1 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый и сульфатный магниевый. Водоносный комплекс неогена образует небольшие поля. Минерализация воды 2—50 г/л, состав хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый. В аллювиальных отложениях речных долин Копетдага формируются потоки грунтовых вод, питающиеся главным образом за счет поступления воды со стороны коренных склонов. Мощность отложений 10—200 м. В верховьях долин воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, в низовьях сульфатные натриево-кальциевые с минерализацией до 3 г/л.

Предкопетдагский краевой прогиб в нижней части сложен отложениями юры, мела и палеогена, в более высоких горизонтах — неогеновыми и четвертичными отложениями. Сведения о подземных водах дочетвертичных отложений прогиба отсутствуют. С. П. Вальбе (1969), рассматривая перспективы нефтегазоносности его и сопредельной части Туранской плиты, отмечает, что западнее меридиана ст. Душак прогиб представляет собой крупный предгорный нефтегазоносный бассейн краевого типа. В бассейне перспективны на синтенетические скопления нефти и газа отложения геосинклинальной стадии развития (юра — нижний мел) на платформенном внешнем борту и континентальной стадии развития (верхи мела, палеоцен) на складчатом внутреннем борту. Это позволяет предположить, что в глубоких горизонтах Предкопетдагского бассейна, сложенных указанными отложениями и отличающихся высокой закрытостью недр, формируются напорные термальные воды хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава с микрокомпонентами и концентрацией солей, характерной для крепких рассолов.

Важное значение в бассейне имеют подземные воды, формирующиеся в четвертичных отложениях, главным образом аллювиально-пролювиальных и пролювиальных образованиях огромной мощности. В их составе в предгорной части наблюдается щебнисто-галечниковый материал, далее от гор постепенно сменяющийся супесями, суглинками и глинами. К этим отложениям приурочен мощный поток грунтовых вод, глубина залегания которого в предгорной части достигает 70—100 м, а в полосе развития солончаков на поверхности прогиба уменьшается до 1—2 м. От гор к равнинной части прогиба изменяется и минерализация воды. В предгорьях она составляет 0,5—1 г/л при гидрокарбонатно-сульфатном кальциево-магниевом составе, в незначительном удалении от гор возрастает до 8—10 г/л, а в полосе развития шоров — до нескольких десятков граммов на литр. Соответственно изменяются и дебиты водопунктов. Наиболее водоносны валунно-щебнисто-галечниковые накопления, образующиеся непосредственно у подножия Копетдага. Чем дальше от гор, тем фильтрационные свойства и водоносность пород ниже, водопритоки в колодцы меньше.

Исключительный интерес в отношении водоносности представляет термальная зона Копетдага протяженностью 450 км. Зона выполнена тектоническими брекчиями и с севера ограничивается слабопроницаемыми породами верхнего мела и палеогена, играющими роль плотины, преграждающей подземный сток в Предкопетдагский прогиб. Она задерживает если не весь этот сток, то, повидимому, значительную часть его. Остальная часть все же просачивается в пролювиальные отложения конусов выноса. В связи с такими условиями строения к термальной зоне приурочены многочисленные выходы родников с холодной пресной и с термальной водой. Дебиты некоторых родников достигают очень больших значений. Отдельные скважины, заданные в термальной зоне, вскрыли напорные воды, пьезометрический уровень которых поднимался до 200 м над поверхностью земли, причем дебиты скважин были близкими к 100 л/с. Правда, часть скважин, пройденных в этой зоне по сильно перетертым глинистым породам, воды не встретили. В целом ресурсы пресных подземных вод в Копетдагском районе значительные.

ж. Верхне-Амударьинский артезианский бассейн

Описываемый бассейн располагается в верховьях Амударьи. Обрамлением его служат на юге северные отроги Гиндукуша, передовые хребты которого представлены Банди-Туркестаном, Фарандом, Ходжа-Мухаммедом, Сафедхирсом и более мелкими; на севере — Гиссарский хребет и его южные отроги — хребты Куштангтау, Байсунтау, Бабатаг, Актау, Хозратишок и др.; на востоке находятся многочисленные широтные хребты Памира. Все эти горы и хребты являются внешней областью питания бассейна. На западе бассейн открыт в сторону долины Амударьи.

Между этими горами на территории Советского Союза находятся Сурхан-Дарьинская, или Южно-Таджикская, впадина, Гиссарская, Кафирниганская, Вахшская, Кулябская и несколько более мелких. На юге на территории центральной части Северного Афганистана расположена Бактрийская впадина. С юга впадина ограничена горами Кухи-Шадиан и Кухи-Альбурз высотой до 2764 м над уровнем моря и более мелкими Ходжа-Булон, Баянгур, Ходжа-Гугердаг, Етым-Таг, относящимися к системе хребтов Банди-Туркестана и Фаранда. Перечисленные впадины образуют внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна.

В тектоническом отношении территория бассейна крайне неоднородная. Северная часть его принадлежит к области герцинской складчатости, древние

выступы которой сложены породами докембрия — нижнего палеозоя, а более высокие структурные ярусы — комплексом пород среднего палеозоя. Широко распространены в районе синорогенные и позднеорогенные граниты. Породы платформенного чехла эпипалеозойской платформы широко развиты в передовых хребтах Гиндукуша и Гиссарского хребта. Центральная часть Гиндукуша и Памир относятся к области альпийской складчатости. Здесь в ее структуре хорошо выделяются Гиндукушский и Памирский антиклинории, в геологическом строении которых участвуют отложения нерасчленного палеозоя, представляющие выступы основания, и верхнего палеозоя, составляющие нижний структурный ярус. В ряде мест большие поля в этой складчатой области сложены синорогенными интрузиями гранитоидов.

Все эти структуры образуют внешнюю область питания бассейна.

Подземные воды накапливаются здесь в зоне экзогенной трещиноватости пород, а также аккумулируются на участках повышенной их трещиноватости, сопровождающих тектонические нарушения. Среди водовмещающих пород стратиграфических комплексов, принимающих участие в строении внешней области питания, установлены известняки, мраморы, гнейсы, амфиболиты, граниты, гранодиориты, плагиограниты, габбро, габбро-диориты, серпентиниты, дуниты, песчаники, алевролиты, филлиты, кварциты, редко конгломераты, андезиты, диабазы, дациты, порфириты, кварцевые порфиры.

Вследствие сильной расчлененности рельефа и относительно обильных атмосферных осадков во многих долинах выходят родники, дающие начало многочисленным речкам.

По данным Я. П. Губы и других исследователей, наиболее водоносны среди перечисленных пород известняки. Дебиты родников, связанных с ними, 0,1—15 л/с, а с закарстованными разностями достигают 50 л/с. Состав воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый, минерализация 0,2—0,5 г/л. Метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, мраморы), по наблюдениям А. Д. Гончарова, в горном Богдашане слабоводоносны. Наиболее распространенные дебиты родников 0,2—0,3, редко до 1 л/с. Минерализация родниковых вод не превышает 0,4 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный, смешанный по катионам. Дебиты родников, питающихся подземными водами песчаников, сланцев, филлитов, кварцитов, конгломератов, 0,1—2, редко до 9 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциевая и кальциево-магниевая с минерализацией не более 0,2 г/л. Разнообразные интрузивные породы питают родники с дебитами от сотых долей до 1,5, редко до 3,5 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,1—0,2 г/л. Наконец, эффузивы дают родники с дебитами не более 1 л/с с тем же составом и минерализацией воды, что и в родниках, выходящих из интрузивных пород.

Широко распространены во внешней области питания воды четвертичных отложений. Они установлены в делювиальных, ледниковых, аллювиально-пролювиальных и аллювиальных образованиях. Наиболее водоносны среди них аллювиальные отложения, дебиты родников от 1—2 до 33,5 и даже до 55 л/с. Например, в долине р. Пяндж, по А. Д. Гончарову, известны родники, питающиеся аллювиальными водами с дебитом до 30—35 л/с при наиболее часто встречающихся 5—6 л/с.

Высоководоносны во внешней области питания также зоны тектонических нарушений и контактов пород. По данным этого же исследователя, в зонах разломов в конгломератах и гнейсах дебиты родников до 3 л/с, в эффузивах, песчаниках и алевролитах до 10 л/с, в карбонатных породах до 50 л/с и т. д. Минерализация воды значительно выше, чем родников, выходящих из тех же

пород вне зон разломов (0,4—1,7, а иногда до 3 г/л), состав пресных вод сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый или кальциево-натриево-магниевый, солоноватых — сульфатно-хлоридный натриевый.

Родники, приуроченные к контакту рудных тел с доломитизированными известняками, наблюдались на месторождении Хаджи-Гек, в 38 км к юго-западу от г. Бамян, в Северном Афганистане. Дебиты родников достигают 8,5 л/с при минерализации воды до 0,5 г/л.

Кратковременное изучение режима подземных вод, выполненное Средазгипроводхлопком при разведке створа плотины в долине р. Кокча, показало, что дебиты родников и колебания уровней подземных вод зависят от режима выпадения осадков. Так, в сильнотрещиноватых породах они варьировали от 1,29 до 2,12 м, в среднетрещиноватых — от 0,97 до 1,19 м и слаботрещиноватых — около 0,4 м.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представляет собой крупный одноименный с бассейном прогиб, в котором выделяются еще несколько меньших прогибов: Северо-Карабильский, Сурхан-Дарьинский, Мазари-Шарифский и др.

Прогиб выполнен отложениями юры, мела, палеогена, неогена и четвертичными. Однако водоносность пород, составляющих перечисленные системы, изучена далеко неодинаково и в целом неравномерно.

Юрские отложения вскрыты в северной части внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна в Таджикистане (на структурах Комсомольская, Шаамбары, Южный Гумбулак и Андыген) и в южной — центральной части Северного Афганистана (на структурах Ходжа-Гутердаг, Баянгур, Кухи-Альбурз). В Афганистане среди них выделяются терригенная толща, состоящая из чередующихся песчаников и глин, карбонатная, представленная известняками, и галогенная, сложенная гипсами, ангидритами и красными глинами общей мощностью около 700—800 м. Дебиты родников, выходящих из терригенной толщи во внешней области питания, до 1 л/с, вода пресная. Глубокие горизонты толщи не изучены. Я. П. Губа предполагает наличие в них напорных высокоминерализованных подземных вод. Притоки воды в скважины, вскрывшие известняки карбонатной толщи, 0,1—352 л/с. Состав воды хлоридный натриевый и натриево-кальциевый, минерализация 66—78 г/л. В Сурхан-Дарьинской впадине из юрских отложений выходят родники с дебитами 0,01—14 л/с с хлоридной натриевой и хлоридно-сульфатной натриево-кальциевой водой. Б. А. Бедер (1961) предполагает наличие в этих отложениях на глубине 1500—2500 м и более термальных высокоминерализованных напорных вод.

Подземные воды меловых отложений относительно хорошо изучены в южной части Верхне-Амударьинской впадины в Северном Афганистане. Эти отложения представлены здесь преимущественно песчаниками, переслаивающимися с глинами, алевролитами, известняками и мергелями общей мощностью около 1200 м. Некоторые данные о водоносности этих пород, гидродинамическом режиме и температуре заключенных в них вод приведены в табл. 17.

Как видно из табл. 17, воды характеризуются высоким напорным режимом и температурой, изменяющейся от 35° С на устьях скважин до 87° С в пластах, дебиты скважин 0,009—21 л/с.

В северной части внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна последние встречены в Душанбинском прогибе. Минерализация этих вод на площади Андыген 20—35 г/л, на Комсомольской 3—10 г/л и лишь на юге в Ширамском блоке увеличивается до 65—130 г/л.

Таблица 17*

№ скважины	Название структуры и полевой номер скважины	Интервал опробования, м	Состав водовмещающих пород	Давление воды, кгс/см²		Дебит при самоизливе, л/с	Температура воды, °С	
				на устье	в пласте		на устье	в пласте
			Неоком					
34	Аитот 1	1075—1119	Мергели	26,5	—	1,5	45	—
		1170—1473	Песчаники	29,5	—	13,4	50	—
32	Баяшгур 1	1300—1305	»	30	—	1,0	—	—
		1354—1400	»	17	—	0,38	—	—
14	Ходжа-Гугердаг 5	1819—1823	»	51	248,8	0,8	35	82
11	Ялангач	2082—2087	»	29	280	21,0	—	87
		1998—2003	»	32	277,2	0,3	—	86
		1980—1984	»	24	269	0,1	—	—
		1966—1971	»	—	262	0,009	—	—
			Апт					
34	Аитот 1	940—961	Песчаники	10	—	0,25	36	—
		921—931	»	11	—	1,5	36	—
		902—904	Известняки	15	—	1,1	36	—
10	Етым-Таг 2	1449—1455	Песчаники	40	—	1,04	—	—
		1421—1428	»	50	—	1,3	—	—
16	Кухи-Альбура 1	Самоизлив воды с глубины 145 м	»	—	—	8,1	—	—
			Альб					
32	Баяшгур 1	863—867	Песчаники	—	—	0,03	—	—
12	Ходжа-Гугердаг 1	1014—1019	Известняки мергелистые	131	—	0,01	—	—
10	Етым-Таг 2	1127—1134	Песчаники	50	—	4,0	—	—
			Сеноман					
1	Джапгали-Колов 2	Самоизлив воды при бурении скважины с глубины 2320 м	Песчаники	—	—	0,24	—	—
34	Аитот 1	583—594	Известняки	8	—	0,04	—	—
32	Баяшгур 1	833—841	Песчаники	5	—	0,08	—	—
		743—749	и известняки			0,17	—	—
		733—737	То же			0,04	—	—
12	Ходжа-Гугердаг 1	840—844	Известняки	78	—	0,03	—	—
10	Етым-Таг 2	1054—1063	Песчаники	21	—	0,01	—	—
		902—908	Известняки	59	—	1,7	—	—
10	Етым-Таг 2	505—515	Песчаники	28	—	0,35	—	—

* По материалам Я. П. Губы.

Таблица 18*

| Структуры | | | | |

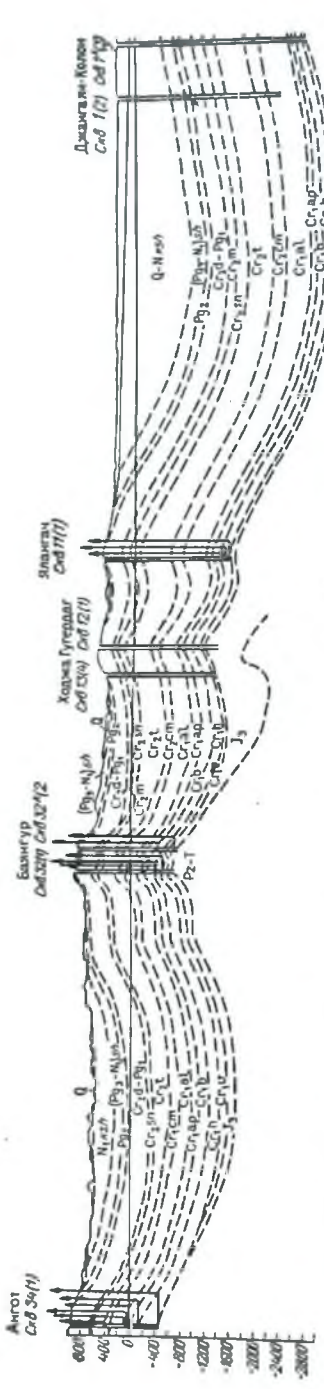


Рис. 13. Гидрогеологический разрез через южную часть Верхне-Амударьинского артезианского бассейна по линии Ангот — Джангали — Колон (составили Я. П. Губа, А. И. Зинковский, Ю. А. Малиновский)

а — лёссы, супеси, суглинки. Подземные воды: N h_2h — алевролитов каштангонской свиты; (Pg_3—N_1)sh — алевролитов и песчаников шафайской свиты; Pg_2 — известняков и песчаников эоцена; Cr_2d — Pg_1 — известняков и мергелей дата — палеоцена; Cr_2m — песчаников и известняков маастрихта; Cr_2sn — известняков сенона; Cr_2t — мергелей и известняков турона; Cr_2cm — песчаников и известняков сеномана; Cr_1al — известняков альба; Cr_1ap — известняков и песчаников апта; Cr_1b — песчаников и алевролитов баррема; Cr_1h — песчаников и алевролитов готерива; Cr_1v — песчаников и алевролитов валанжина; J_3 — верхнеюрских известняков; Pz — T — палеозойско-триасовых эффузивов и парагнейсов. Стрелка у скважины показывает напоры подземных вод; заливка — воды с преобладанием хлор-иона; штриховка — то же, гидрокарбонат-иона

Водовмещающие породы верхнемеловых отложений центральной части Северного Афганистана представлены песчаниками и известняками, к которым приурочены высоконапорные воды с пьезометрическим уровнем, поднимающимся выше поверхности земли. Однако дебиты скважин значительно меньше дебитов тех же скважин, вскрывших нижнемеловые отложения. Температура воды верхнемеловых отложений в Сурхан-Дарьинской впадине 37—45° С, термальны эти воды, по-видимому, и в Бактрийской равнине (Северный Афганистан), но температура их там не определялась.

В целом для меловых отложений бассейна характерно относительное обилие напорных водоносных горизонтов, быстро изменяющихся в разрезе и по простиранию. В южной части бассейна падение пьезометров их направлено с юга на север в сторону долины Амударьи, в северной, вероятно, с севера на юг по направлению к той же долине. Воды меловых отложений относятся к высокоминерализованным (табл. 18).

Как видно из табл. 18, в распределении минерализации и состава подземных вод меловых отложений по глубине и простиранию наблюдаются определенные закономерности. Наименее минерализованы подземные воды, вскрытые в Анготской структуре, находящейся в краевой части внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна (рис. 13, 14). Далее на север минерализация воды закономерно увеличивается и достигает максимума (389 г/л) в Ялангачской структуре, разбуренной на глубину более 2000 м. Подземные воды структуры Джангали-Колон

опробованы недостаточно. По ним имеется лишь один анализ пробы, отобранной с глубины 2370 м. Определенная минерализация воды (81 г/л), вероятно, не является представительной для характеристики глубоких вод структуры.

В Сурхан-Дарьинской впадине минерализация воды верхнемеловых горизонтов, залегающих на глубине 750—1400 м, 50—290 г/л. В Анготской структуре минерализация воды на глубине около 600 м достигает 31 г/л. Далее до глубины 904 м она увеличивается до 66 г/л, а затем постепенно уменьшается и на глубине 1473 м составляет 11,7 г/л. При этом и состав ее из преимущественно хлоридного натриевого преобразуется в гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый. Минерализация уменьшается с соответствующим изменением состава воды также в структурах Баянгур и Ходжа-Гугердаг. Лишь в глубоких горизонтах структуры лангач минерализация воды закономерно повышается с глубиной.

Таблица 19

Дебиты, л/с	Количество родников
Менее 1	34
1—5	17
5—10	7
10—20	4
100—150	3
1600	1



Рис. 14. План прохождения линии разреза Ангот — Джангали — Колон на местности

Почти все глубокие высокоминерализованные воды хлоридные натриевые. Однако в составе их помимо натрия постоянно присутствуют кальций и магний; при этом чем глубже залегает водоносный горизонт, тем относительные количества их выше, что особенно хорошо видно на примере структуры Яланчач. Своеобразный гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав глубоких подземных вод структуры Ангот формируется, вероятно, под влиянием углекислоты (?), выделяющейся из недр земли по зонам тектонических нарушений.

Палеогеновые отложения — песчаники, известняки, глины, реже мергели, алевролиты, прослои гипса — широко распространены в бассейне. Мощность толщи 1400—1500 м. В разрезе ее выявлено большое число водоносных горизонтов мощностью от первых единиц до нескольких десятков метров. Водоносны главным образом песчаники и известняки. В области питания воды имеют свободную поверхность, по мере погружения в глубокие горизонты разреза они становятся напорными. Как отмечает Я. П. Губа, к границе погружения водовмещающих пород и к зонам тектонического нарушения часто приурочены выходы родников. Сведения о дебите родников, питающихся водами палеогеновых отложений, для центральной части Северного Афганистана приводятся в табл. 19.

Дебиты подавляющего числа родников до 5 л/с, высокодебитные родники в большинстве случаев связаны с зонами тектонических нарушений или с закарстованными известняками.

Пьезометрический уровень напорных водоносных горизонтов палеоцена обычно устанавливается выше поверхности земли. Интересные данные о водоносности этих горизонтов получены при разбуривании структуры Гандж, расположенной в 30 км севернее хр. Кухи-Шадиан. Структура приурочена к зоне тектонического нарушения и сложена известняками, в сводовой части залегающими на глубине 540 м, а в периклинальной 1200—3000 м. При бурении в своде структуры был получен фонтан сероводородной термальной воды с дебитом 200 л/с, давление на устье скважины достигало 36 кгс/см^2. Скважина, заложенная в 500 м южнее, вскрыла те же воды в известняках, но дебит ее составил 1200 л/с. Рядом образовалась серия побочных фонтанов с общим дебитом до 300 л/с; после установления в скважине цементного моста дебит через шесть месяцев упал до 90 л/с. Однако наряду с высокообводненными участками встречаются и безводные. В частности, последние выявлены в двух пунктах на структуре Мохаммед-Джадагар, находящейся в 15 км восток-юго-восточнее структуры Гандж, где известняки залегают на глубине соответственно 870 и 1000 м.

В палеоценовых отложениях Сухран-Дарьинской впадины встречается от трех до пяти водоносных горизонтов, приуроченных к пластам доломитизированных известняков и доломитов, разделенных пластами гипса, массивных доломитов и известняков. Мощность их 2—20 м. Воды напорные, самоизливающиеся. Температура воды в области питания 11—18° С, в глубоких горизонтах в зависимости от глубины вскрытия 30—70° С. В Северном Афганистане в зоне свободного водообмена бассейна минерализация подземных вод палеоцена 0,3—0,7 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниево-натриевый. Ниже по потоку минерализация возрастает до 10 г/л, при этом состав воды становится соответственно сульфатным натриево-кальциевым и хлоридным натриевым и кальциевым. В Сурхан-Дарьинской впадине минерализация подземных вод палеоценовых отложений 9,4—140 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый, причем содержание последнего иона изменяется от 13 до 27%-экв. Там, где в разрезе палеоцена развиты гипсоносные образования, в подземных водах появляется заметное количество сульфат-иона (до 17%-экв). В водах глубоких горизонтов, кроме того, установлены иод и бром. Содержание сероводорода в воде Сурхан-Дарьинской впадины достигает 425 мг/л, а в Ганджской структуре — 450 мг/л.

Подземные воды эоценовых отложений изучены лишь в Сурхан-Дарьинской впадине. Водовмещающие породы представлены пластами известняков-ракушников, залегающими на глубине 100—1880 м. Воды напорные с пьезометрическим уровнем, устанавливающимся выше поверхности земли. Дебиты скважин от десятых долей до 150 л/с и более. Температура воды 27—50° С и выше, минерализация 14—32 г/л. Вода хлоридная натриевая, в отдельных водопунктах содержит сульфат-ион (до 17%-экв) и гидрокарбонат-ион (до 11%-экв), в незначительном количестве присутствуют иод и бром.

Отложения олигоцена мощностью 30—500 м состоят из чередующихся песчаников, песков, глин и известняков. Глубокие водоносные горизонты их не изучены, а в области активного водообмена подземных вод из пород олигоцена выходит несколько родников с дебитами 0,01—4,4 л/с и с минерализацией 0,5—2,0 г/л. Состав воды сульфатно-хлоридный натриевый и натриево-кальциевый и хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый, температура 22—24° С.

Неогеновые отложения распространены лишь в южной части бассейна в Северном Афганистане. Максимальная мощность их около 1500—1550 м, представлены загипсованными алевролитами, конгломератами, известняками,

мергелями и песчаниками. В области питания воды этих отложений залегают на глубине 18,5—70 м, с погружением водоносных горизонтов глубина залегания воды увеличивается и они становятся напорными. Эти отложения питают несколько родников с дебитами 0,05—0,1 л/с и колодцев с дебитами 0,08—0,3 л/с, водоприток в одну из скважин составил 0,00001 л/с при понижении уровня на 100 м. Минерализация воды 9,1—46,5 г/л, наиболее распространенная 10—20 г/л, состав хлоридный натриевый.

Четвертичные отложения широко распространены в бассейне. Наиболее древними образованиями, условно относимыми к ним, являются красновато-коричневые и зеленовато-серые загипсованные песчаники, пески, алевролиты, глины, известняки и конгломераты шордарайской свиты, наиболее широко развитой в центральной части бассейна. Мощность свиты 40—700 м, обводненность весьма неравномерная. В районе г. Мазари-Шериф дебиты скважин, пройденных в водоносных породах свиты, составили 0,9—4,5 л/с при понижениях уровней 5,4—7,2 м (рис. 15). Минерализация воды 1,5—2 г/л, состав сульфатный натриевый. Водоносность этих пород испытывалась также в районе структуры Гандж и в г. Акча и в обоих пунктах она оказалась также невысокой. Дебиты родников 0,1—0,5 л/с, минерализация воды 3,6—12 г/л, состав сульфатный и хлоридный натриевый, температура 17—20° С.

Широко распространены лёссы и лёссовидные отложения. Вода в них встречается на глубине 2,4—27,4 м. Известно несколько малодебитных родников с сульфатно-хлоридной водой, минерализация которой 0,8—20,3 г/л.

Мощность пролювиальных отложений, установленных в южной части бассейна на территории Афганистана, в среднем 10—20 м, местами до 40 м. Вода вскрывается на глубине 2—35 м, наиболее часто 15 м. Дебиты колодцев 0,2—0,7 л/с при понижении уровней до 1 м, дебиты родников 0,005—0,5 л/с; однако там, где эти отложения залегают на водоносных закарстованных известняках палеоцена, дебиты возрастают до 2—15 л/с. Минерализация воды 1,5—16, преобладает 5 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый.

В аллювиально-пролювиальных отложениях южной части бассейна вода залегает на глубине 2—15, редко 0,6 м. Дебиты колодцев 0,08—0,7 л/с, вода сульфатная натриевая, реже хлоридная натриевая. Минерализация ее 5—10 г/л, вблизи оросительных каналов уменьшается до 0,5—2 г/л и состав меняется на сульфатно-гидрокарбонатный. Достаточно подробно воды аллювио-пролювия изучены в районе г. Мазари-Шерифа в связи с изысканиями источников водоснабжения. С этой целью вдоль южной окраины города был заложен профиль буровых скважин (см. рис. 16). Подземные воды приурочены к глинистым валунно-галечниковым и песчаным образованиям, выполняющим эрозионную долину в древнечетвертичных отложениях. По направлению от горной к равнинной части в разрезе наблюдается уменьшение количества грубообломочных образований и увеличение песчаных. Пополняются ресурсы подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод р. Шадиан, полностью теряющей (150 л/с) свои воды в предгорной равнине, а также оросительных вод. Мощность водоносного горизонта достигает 54 м, дебиты скважин 1,4—15,8 л/с при понижениях уровней на 2—15 м. Минерализация воды 1,5—3 г/л, состав сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый. На площади города в связи с просачиванием оросительных вод минерализация воды уменьшается до 0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный, по катионам смешанный. В районе г. Сара-Пуль в аллювиально-пролювиальных и средне-верхнечетвертичных аллювиальных отложениях дебиты скважин глубиной 35—

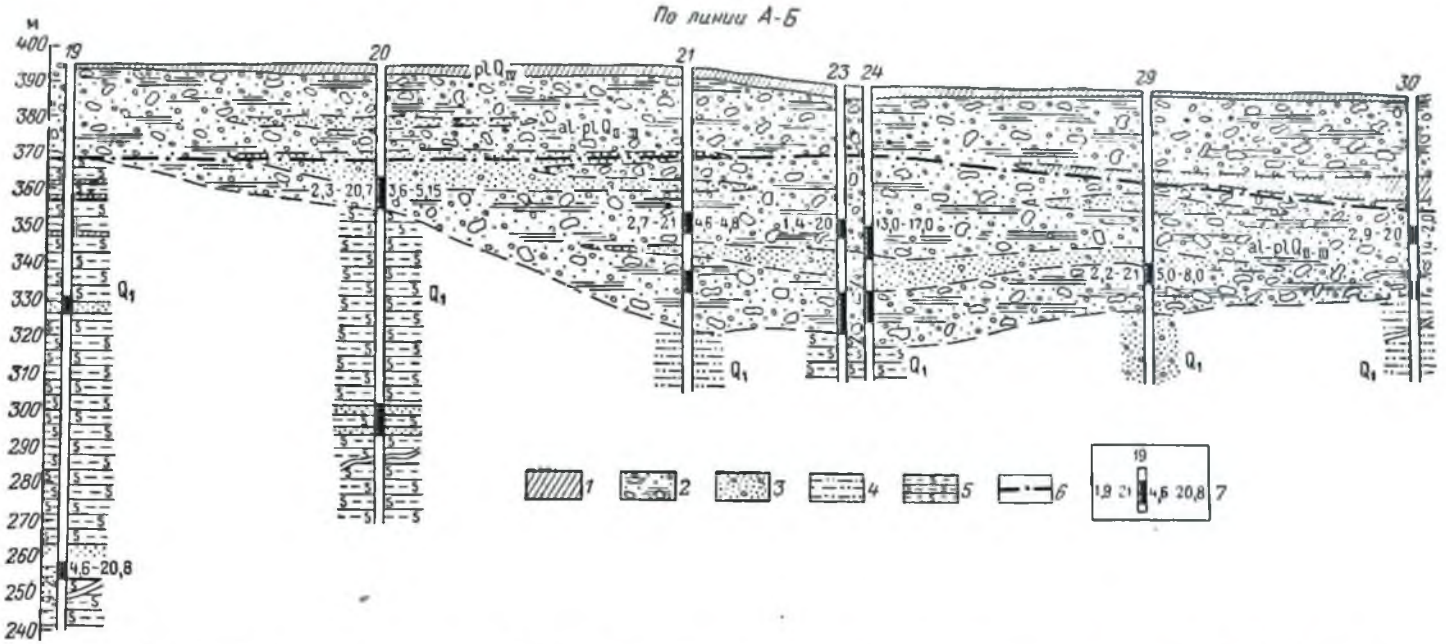


Рис. 15. Гидрогеологический разрез в районе г. Мазари-Шериф, Северный Афганистан (составили Я. П. Губа, А. И. Зинковский)

1 — суглинки; *2* — песчано-валунно-галечниковые, гравийные и щебнистые отложения; *3* — пески с прослоями гравий; *4* — алевролиты плотные; *5* — алевролиты рыхлые; *6* — уровень подземных вод; *7* — скважина: сверху — номер; слева — минерализация (г/л) и температура воды (°С); справа — дебит (л/с) и понижение (м); черная закраска — хлор-ион; штриховка — сульфат-ион

75 м 1,8—6,3 л/с, минерализация воды 0,78—1,46 г/л. Аллювиально-пролювиальные отложения в районе Султан-Кот, изученные до глубины 140 м, оказались слабоводоносными. Дебиты скважин не превышали 1 л/с при понижениях уровней до 7 м, минерализация воды 16,93 г/л.

В аллювиально-пролювиальных отложениях некоторых долин Сурхан-Дарьинской впадины, по данным Б. А. Бедера (1961), встречается до семи водоносных горизонтов, залегающих на глубине 25—240 м. Воды напорные с уровнем, поднимающимся выше поверхности земли на 0,7—3 м. Дебиты скважин при свободном изливе 0,2—9,3 л/с, а отдельных скважин до 10 л/с. Минерализация вод верхних горизонтов 3,3—7,5 г/л, состав сульфатно-хлоридный кальциево-натриево-магниевый; нижних 0,9—1 г/л, состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный, по катионам тот же.

Аллювиальные отложения широко распространены в пределах внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна. По данным Я. П. Губы, в его южной части грунтовая вода на высоких террасах Амударьи вскрывается на глубине 3—17,5 м. Притоки воды к скважинам 1,8—6,3 л/с при понижениях уровней до 4,2 м. Дебиты родников 0,2—56 л/с, а в долинах рек Балх и Дарья-Снах соответственно 1520—3300 и 308 л/с. Столь высокие дебиты, возможно, связаны с наличием под аллювиальными отложениями долин обводненных зон тектонических нарушений в коренных породах, питающих родники. Минерализация воды не превышает 0,5—2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. В пойменной части долины Амударьи вода залегает на глубине 1—3 м. Минерализация ее около русла не более 1 г/л, но уже в 2,5 км от него возрастает до 2,6 г/л.

Помимо названных долин воды древне- и современно-аллювиальных отложений изучались еще в некоторых районах Афганистана. Так, в трех скважинах, пройденных в этих отложениях в г. Акчи, минерализация воды составила 1,7—29,4 г/л, а притоки до 3 л/с. Такое же количество скважин пробурено на территории г. Меймене. Здесь дебиты достигли 9,3 л/с при менее значительных понижениях уровней, чем в скважинах г. Акчи. Качество воды также значительно лучше, минерализация не превышает 1 г/л, лишь на участках неглубокого залегания возрастает до 16,6 г/л.

В аллювиальных отложениях Сурхандарьинской впадины в зависимости от рельефа воды вскрываются на глубине 1—50 м. Водоносность пород высокая удельные дебиты скважин 0,5—80 л/с. Преобладают гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,3—3 г/л.

В эоловых песках, развитых в центральной части бассейна главным образом по левобережью Амударьи, грунтовые воды в межбарханных понижениях находятся на глубине 0,5—9 м, под водоразделами барханов — на глубине первых десятков метров. Дебиты колодцев 0,2—0,3 л/с при весьма небольших понижениях уровня. Вода сульфатно-хлоридная или хлоридно-сульфатная натриевая с минерализацией 3—12 г/л.

Средазгипроводхлопок, осуществлявший инженерно-геологические исследования в южной части бассейна в связи с развитием орошаемого земледелия, провел районирование грунтовых вод четвертичных отложений. Первый район, названный районом питания и формирования грунтовых вод, включает склоны предгорий и останцовые возвышенности, сложенные дочетвертичными скальными и полускальными породами. Грунтовые воды здесь формируются в аллювиальных и пролювиальных отложениях по долинам постоянных и временных водотоков, расчленяющих горы. По долинам рек, питающихся талыми водами снежников и ледников, развиты преимущественно пресные

гидрокарбонатные кальциевые воды. В долинах временных водотоков в периоды выпадения атмосферных осадков грунтовые воды несколько опресняются, но в целом характеризуются более высокой минерализацией, которая местами достигает 10 г/л, состав воды хлоридно-сульфатный магниево-натриевый или кальциево-натриевый, температура 13,5—20° С.

Второй район охватывает высокие террасы Амударьи. Грунтовые воды, образуя единый поток, движутся здесь в северном и северо-западном направлениях с уклоном 0,0003—0,004. Зеркало воды залегает на глубине 5—30 м, иногда более. Минимальная глубина залегания характерна для орошаемых участков и котловин выдувания. Минерализация воды 0,5—20 г/л. Слабоминерализованные воды развиты вблизи крупных каналов и на землях интенсивного орошения. Однако большая часть района характеризуется развитием хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных натриевых, реже магниево-натриевых вод с минерализацией 10—20 г/л. Температура воды 15—20° С.

В третий район включены плоские пролювиальные равнины, пойменная, а также первая и вторая надпойменные террасы Амударьи. Грунтовые воды здесь залегают на глубине не более 5 м, и вследствие интенсивного испарения минерализация их местами достигает 70 г/л, состав хлоридный натриевый или сульфатно-хлоридный натриевый. Северо-западнее г. Шибергана и в Келифском Узбое развиты солончаки. Лишь на участках, прилегающих к Амударье и к оросительным каналам, грунтовые воды, питающиеся водами этих систем, являются пресными гидрокарбонатными кальциевыми. Подобное обобщение материалов по грунтовым водам центральной части Северного Афганистана в 1968 г. было выполнено Л. П. Мышкиным. Составленная им карта гидроизогипс и минерализация грунтовых вод этой территории приведены на рис. 16.

Грунтовые воды четвертичных отложений во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна изучались Средазгипроводхозом в нижнем течении р. Пяндж и в долине р. Кокча, ее левого притока. Грунтовые воды в долине р. Пяндж при изыскании под створы плотины вскрыты на глубине 0,5—15 м. Водовмещающими являются песчано-галечниковые образования. Воды хлоридно-сульфатные с минерализацией 1,2—1,6 г/л. Здесь также минерализация воды закономерно возрастает по мере удаления от русла реки, указывая на тесную взаимосвязь грунтовых и поверхностных вод. Жесткость воды 33—50 мг-экв/л. Сульфатный характер воды, ее относительно высокая минерализация и жесткость объясняются залеганием под аллювиальными отложениями загипсованных и закарстованных палеогеновых известняков, вскрытых скважинами на глубине 40—60 м. Колебание уровня грунтовых вод зависит от колебания уровня воды в реке и от выпадения атмосферных осадков. С апреля по июль 1963 г. оно составляло 1,5—2 м, максимум его приходится на июль. В долине р. Кокча водовмещающими служат разнозернистые пески с галькой и валунами с пропластками и линзами галечников, глин и суглинков, не выдержанными по простиранию и в разрезе. Мощность их достигает 65 м. Подстилают аллювий алевролиты с пропластками песчаников и глин олигодена—миоцена. Коэффициенты фильтрации гравийно-галечниковых песков 45 м/сут, галечников 70 м/сут. Уклон грунтового потока в долине реки 0,001—0,0005, в предгорной равнине 0,003—0,007. Грунтовые воды долины р. Кокча разгружаются в месте впадения ее в долину р. Пянджа, где они образуют заболоченные участки, питают озера, выходят на поверхность в виде восходящих родников. Восходящие и нисходящие родники с дебитами 0,1—

4 л/с наблюдаются еще в основании второй надпойменной террасы долины р. Кокча. В пойме и на первой террасе грунтовые воды залегают на глубине 0—5 м, на второй и третьей террасах, а также в верхней части наклонной равнины воды находятся на глубине 10—50 м и более. Минерализация воды 0,3—1, редко 1,5 г/л, температура 17—18° С. С деятельностью грунтовых вод в долине р. Кокча связано возникновение крупных оползней, просадочных явлений, заболоченностей, а в местах их близкого залегания и выклинивания — засоленных участков.

Таким образом, в Верхне-Амударьинском бассейне наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Первая заключается в увеличении минерализации ее от внешней области питания к внутренней и в изменении в этом же направлении гидрокарбонатного кальциевого или кальциево-магниевого состава на хлоридный натриевый. Вторая выражается в увеличении минерализации воды с глубиной и в изменении в этом же направлении гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава на хлоридный натриево-кальциевый, причем наиболее четко эта зональность проявляется в закрытых, слабо промытых структурах (Ялангач, см. табл. 17). В структурах, находящихся в краевой части внутренней области питания, она менее отчетлива. В самых глубоких частях этих структур наблюдается уменьшение минерализации с одновременным изменением хлоридного натриевого состава воды на гидрокарбонатно-хлоридный (структура Ангот) или хлоридно-сульфатный натриевый (структура Баянгур). По-видимому, это связано с подтоком пресных вод со стороны внешней области питания бассейна; образование гидрокарбонатно-хлоридных вод — с влиянием углекислоты, поступающей по зонам разломов, а хлоридно-сульфатных — с наличием в разрезах структур гипсоносных отложений.

Описываемый бассейн богат также минеральными подземными водами. В Гиссарском хребте и на западных склонах Памира известны углекислые, сероводородные и радоновые источники, в большинстве случаев приуроченные к зонам разломов или к литологическим контактам пород. Минерализация их 1,1—3,6 г/л, дебиты достигают 5,6 л/с, температура 68° С. Подобные источники имеются и в южной части бассейна, в горах Гиндукуша в Северном Афганистане, а также во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна. Интересный углекислый источник находится в Гератской провинции в районе колодца Кушка-Кан. Минеральная вода выходит из зоны разлома в меловых отложениях, минерализация 3,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый, у источника формируются обильные накопления травертинов. Углекислые воды, как предполагает Я. П. Губа, встречены еще на структуре Ангот, где они также связаны с зоной разломов. В области внутреннего питания и накопления подземных вод бассейна широко распространены и термальные воды, приуроченные к глубоким горизонтам мезозойско-кайнозойского чехла.

Питаются подземные воды бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков, потерь поверхностного стока и конденсации влаги из атмосферы, разгружаются с помощью речной сети, зон разломов и путем испарения.

Подземные воды бассейна широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения. Однако обеспеченность отдельных частей его пресными водами далеко не одинакова. Наиболее обеспечена ими краевая часть бассейна, в центральной части водопунктов с пресной водой значительно меньше. Поэтому для водоснабжения и орошения здесь все шире привлекаются поверхностные воды.

III. ЮЖНО-ПРИКАСПИЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Территория района относится к альпийской складчатой области. В центральной части ее находится обширная межгорная впадина, наиболее прогнутая часть которой занята водами Каспийского моря. На западе-северо-западе в пределы впадины входит Куринская депрессия, на востоке-юго-востоке — Западно-Туркменская, на юге — Южно-Каспийская. С севера и северо-востока впадину обрамляют складчатые сооружения Большого Кавказа, соединяющиеся подводной перемычкой (Апшеронский порог) со складчатыми сооружениями восточного побережья Каспия (Куба-Даг, Малый и Большой Балхан), с юго-запада и юга она обрамлена хребтами Копетдаг, Хорасан, Эльбурс, Малый Кавказ, на западе — Сурампинским хребтом.

В целом описываемый район представляет собой сложный артезианский бассейн, в котором выделяются Кура-Араксинский, Араратско-Нахичеванский, Эльбурсский и Западно-Туркменский бассейны второго порядка (см. рис. 1).

1—2. Кура-Араксинский и Араратско-Нахичеванский артезианские бассейны

Внешней областью питания бассейнов служат соответствующие склоны Большого и Малого Кавказа, Сурамшнский хребет и плоскогорья, а также хребты Армянского нагорья. Внутренняя область питания первого бассейна приурочена к Куринской впадине, второго — к Средне-Араксинской, разделенной выступами складчатого фундамента на Араратскую, Нахичеванскую и другие впадины, обрамленные разломами.

В геологическом строении бассейнов участвуют докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования.

Докембрий сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами; палеозой и триас — песчаниками, сланцами, кварцитами, конгломератами, но основную часть их разреза составляют карбонатные породы; нижняя и средняя юра представлены вулканогенно-осадочной толщей — порфиритами, их туфами и брекчиями, туфопесчаниками, песчаниками и сланцами; верхняя юра и мел — известняками, мергелями, песчаниками, порфиритами и туфопесчаниками; нижний палеоген — преимущественно порфиритами, туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, песчаниками, мергелями, гипсоносными глинами и известняками; верхний палеоген — терригенными и пирокластическими образованиями. В Средне-Араксинской впадине верхний палеоген мощностью около 1200 м состоит из песчано-глинистых пород с прослоями и линзами известняков и гипсоносных глин. Миоцен, развитый главным образом в Средне-Араксинской впадине, а также в Севанской, Ленинаканской и других внутренних впадинах горного обрамления, образован пестроцветными гипсоносными песчано-глинистыми и карбонатными породами с прослоями и залежами каменной и калийной солей. Плиоцен сложен преимущественно толщей базальтовых и андезито-базальтовых лав. Среди четвертичных отмечаются песчано-глинистые отложения различного генезиса, андезито-базальтовые лавы и их туфы, образующие обширные покровы и потоки во многих местах бассейнов.

Обводненность отложений внешних областей питания бассейнов очень неравномерная. Наименее водоносны кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты и гнейсы допалеозоя и кембрия, аргиллиты, алевролиты, песчаники и эффузивы палеозоя и мезозоя, разновозрастные интрузивные породы, а также флишевые образования палеогена и неогена. Дебиты родников, питаю-

щихся водами этих пород, 0,01—1 л/с, родников, выходящих из песчаников и гранитов, а также приуроченных к зонам контактов разных по составу пород и тектоническим нарушениям, 1—3 л/с. Более высоководоносны карбонатные породы палеозоя и особенно закарстованные верхнеюрские и меловые известняки, образующие основной водоносный комплекс Кавказской складчатой области. Дебиты выходящих из них родников достигают десятков и сотен литров в секунду. Например, дебиты родников, связанных с девонскими известняками юго-западного склона Дарелагезского хребта, до 50 л/с; многочисленных родников, выходящих из меловых известняков на северных и южных склонах хр. Куртак, 39 л/с, а родника «Кырл-булак», приуроченного к этим известнякам, слагающим северный склон Большого Кавказа, до 500 л/с.

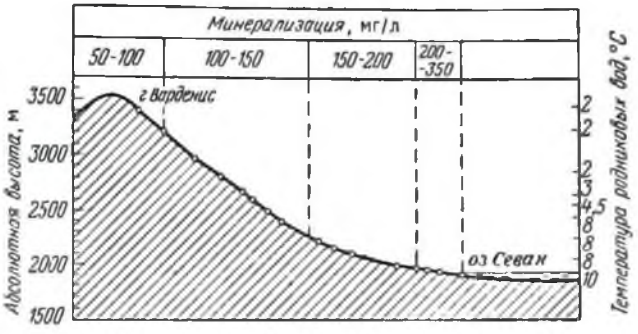


Рис. 17. График зависимости температуры и минерализации воды родников от высоты местности на северных склонах Варденисского хребта (по Тер-Мартиросяну, «Гидрогеология СССР», т. XI, 1968)

Лавовые образования кайнозоя и сопровождающие их туфы характеризуются пестрой, но в целом высокой водоносностью. Особенно высоководоносны четвертичные базальты и андезито-базальты. С этими эффузивами, в частности, связаны многочисленные родники, образующие линейные выходы в долине р. Раздан, Гегамском хребте и других районах; суммарный дебит их местами достигает 1—2 м³/с (Тер-Мартиросян, «Гидрогеология СССР», т. XI, 1968). Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав в основном гидрокарбонатный (рис. 17). Среди рыхлых четвертичных отложений внешней области питания наиболее водоносны песчано-галечниковые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования речных долин и конусов выноса.

Фундамент бассейнов сложен складчатыми образованиями допалеозоя и палеозоя. Во внутренней области питания Кура-Араксинского бассейна они залегают под мощной (до 10 км) толщей осадочных образований кайнозоя, и буровыми скважинами не вскрыты. В палеозойских известняках, слагающих основание осадочного чехла внутренней области питания Араратско-Нахичеванского бассейна, до глубины 580 м установлен ряд напорных водоносных горизонтов, уровни которых поднимаются значительно выше устьев скважин. Эти воды питают также многочисленные родники, приуроченные к крупным зонам разломов в антиклинальных поднятиях долин рек Аракс, Раздан, Арпа и др. Температура воды до 25° С, минерализация до 1—2 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, реже кальциево-натриевый. Установлены углекислота (до 1 г/л), азот и радон. По мнению Л. Н. Барабанова (1961), невысокая температура и слабая минерализация воды указывают на

питание родников подземными водами неглубокой циркуляции. Он полагает также, что в глубоких горизонтах палеозоя заключены более минерализованные термальные воды, по составу сходные с водами нефтяных месторождений.

Известняки и мергели верхнего мела, составляющие низы разреза осадочного чехла того же бассейна, содержат напорные углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 17—22 г/л (район г. Джульфа). Дебит скважин при изливе достигает 1,5 л/с. Верхнемеловые — эоценовые известняки, песчаники и аргиллиты, слагающие борта Нахичеванской впадины, питают родники с дебитами 0,2—3 л/с. Содержание углекислоты в воде около 1—1,5 г/л, иногда до 4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, минерализация до 10 г/л, температура 15—23° С.

Нерасчлененные отложения палеогена — неогена, выделяющиеся во внутренней области питания Кура-Араксинского бассейна, слабоводоносны. Дебиты родников составляют сотые и десятые доли литра в секунду, фонтанирующих скважин — 0,3—0,5 л/с. Минерализация воды 2—100 г/л и более, состав сульфатный и хлоридный натриевый.

Миоценовые отложения распространены во внутренних областях питания обоих бассейнов. В Кура-Араксинском бассейне миоценовый водоносный комплекс почти не изучен. Известно лишь, что скважины глубиной 62—400 м, пройденные вблизи северных предгорий Талышских гор, вскрыли в этих отложениях минерализованные сероводородные напорные воды. Скважины фонтанировали с дебитом 0,9—1,4 л/с. Несколько напорных водоносных горизонтов в соленосных отложениях миоцена установлено во внутренней области питания Араратско-Нахичеванского бассейна. В краевых частях впадин вода пресная и слабосолоноватая гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная натриевая, в центральных высокоминерализованная (20—80 г/л) хлоридная натриевая, в некоторых родниках с бором (Хлопин, 1923).

В отложениях плиоцена Кура-Араксинской впадины, разбуренной до глубины 3500—4000 м, выделяются продуктивный акчагыльский и апшеронский водоносные комплексы, напорные воды которых во многих местах поднимаются выше поверхности земли. Дебиты скважин при фонтанировании достигают 3—5 л/с. Минерализация воды продуктивного водоносного комплекса 40—200 г/л, состав хлоридный натриевый, присутствуют бром, иод, бор, барий, а из газов сероводород и углеводороды. В акчагыльских и апшеронских отложениях в краевой части впадины на небольшой глубине распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые воды. По мере удаления от предгорий состав отложений становится более тонким, глубина залегания воды в центральной части впадины возрастает до 500—900 м, а минерализация до 40 г/л и более при одновременном преобразовании состава на хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриевый.

Плиоцен-четвертичные и четвертичные образования, выполняющие внутреннюю область питания Араратско-Нахичеванского бассейна, мощностью до 800 м представлены андезито-базальтами и залегающими на них валунно-галечниковыми и песчано-глинистыми отложениями. Водоносный горизонт андезито-базальтов перекрывается пачкой глин переменной мощности. Пьезометрический уровень его устанавливается на 2—20 м выше поверхности земли. Дебиты фонтанирующих скважин в среднем 10—15, местами до 30 л/с, единичных — 100 л/с. В Араратской впадине несколько скважин, прошедших базальты, фонтанировали с общим дебитом до 1000 л/с (Пантелеев, Яроцкий, 1969). По оценке А. Е. Амояна («Гидрогеология СССР». Т. XI, 1968), естествен-

ные ресурсы этих вод во впадине достигают 27,6 млрд м³. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые. Лежащий над глинами водоносный горизонт сложен песками, уровень его нигде не поднимается над устьем скважин, водоотдача песков слабая.

В четвертичных песчано-глинистых образованиях установлены грунтовые и напорные воды. Грунтовые воды распространены в обоих бассейнах, залегают на глубине 1—5 м, в предгорьях до 30 м. Дебиты водопунктов 0,1—1 л/с. В предгорьях воды выклиниваются и питают родники с дебитами до 10 л/с, дебиты кяризов 3—40 л/с. Разгружаются грунтовые воды в основном путем эвапотранспирации. По данным К. А. Мамонтовой (1969), только на севере Муганской степи суммарный расход грунтовых вод на этот процесс составляет 835,8 млн. м³/год. Вследствие крайней сухости климата в Куринской впадине широко развиты процессы засоления, что привело к формированию в центральной части ее высокоминерализованных хлоридных натриевых вод с сухим остатком до 100—150 г/л, в то время как в полосе предгорий минерализация их обычно не превышает 1—3 г/л.

В Кура-Араксинском бассейне в основании горизонта грунтовых вод залегают регионально выдержанные глины, ниже которых развиты пресные и высокоминерализованные напорные воды. Пресные воды, приуроченные к валунно-галечниковым отложениям краевой части внутренней области питания, дают притоки при фонтанировании скважин 0,3—12, местами до 30—50 л/с. В центральной части впадины воды более минерализованные. В Мильской степи на глубине 30—40 м вскрыты самоизливающиеся хлоридные натриевые воды с минерализацией 10—36 г/л.

Питаются подземные воды бассейнов главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации влаги из атмосферы и потерь поверхностного стока, в том числе вод оросительных систем.

Разгружаются подземные воды зоны активного и, по-видимому, частично затрудненного водообмена Кура-Араксинского бассейна во впадину Каспийского моря и путем эвапотранспирации. Глубокие водоносные горизонты разгружаются по зонам тектонических нарушений в вышележащие горизонты, через родники и литологические окна. Н. Е. Чижик (1969) считает, что напорные воды Араратской впадины разгружаются еще путем перетекания через озерные глины в вышележащие водоносные горизонты вследствие разности их пьезометрических уровней. Существенное значение в разгрузке подземных вод бассейнов имеют многочисленные нефтяные скважины, в подавляющем большинстве фонтанирующие, и водозаборные скважины.

Описываемые бассейны богаты природными минеральными (лечебными) водами. Выходы их в большинстве случаев приурочены к контактам гранитных интрузий с вмещающими осадочными и эффузивными породами или к зонам тектонических нарушений. Это преимущественно углекислые воды разнообразного состава, минерализации и температуры, неоднократно характеризовавшиеся в ряде работ.

Обеспеченность бассейнов пресными подземными водами неодинакова. К высокообеспеченным этими водами может быть отнесен лишь Араратско-Нахичеванский бассейн. В Кура-Араксинском бассейне обеспечены пресными водами внешняя область питания и небольшая северо-западная часть Куринской впадины. На остальной площади пресные подземные воды практически отсутствуют.

3. Эльбурсский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена северными склонами хр. Эльбурс, северо-западной частью Иранского нагорья, восточными склонами хр. Богровдач и Талышских гор. В геологическом строении ее участвуют породы докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также разновозрастные интрузии гранитоидных и реже основных пород.

Сведения о водоносности докембрийских образований отсутствуют, а о подземных водах палеозоя известно, что они питают единичные родники, приуроченные к известнякам карбона, с дебитами до 1,1 л/с. Данные о подземных водах триаса также отсутствуют.

В известняках, песчаниках и сланцах юры формируются грунтовые и напорные пресные воды, питающие многочисленные восходящие и нисходящие родники с дебитами 0,6—5,6 л/с. Восходящие высокодебитные родники, приуроченные к зонам разлома в известняках верхней юры, наблюдались А. М. Овчинниковым (1930, 1960) в Пелюрской долине, расчленяющей один из склонов горы Демавенд в Иране.

Проявления водоносности меловых отложений, связанные с известняками и песчаниками, выявлены в Эльбурсе, где к этим породам приурочены родники с пресной водой и дебитами от 1 до 14 л/с.

Водоносность палеогеновых отложений установлена в долинах и оврагах, расчленяющих Эльбурс и Талышские горы. Водовмещающие породы представлены туфами, песчаниками и известняками, из которых выходят родники с дебитами 0,01—2, реже до 4 л/с. Вода большинства родников пресная гидрокарбонатная натриевая и сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая, магниевая и натриевая. В Талышских горах вода некоторых родников солоноватая хлоридно-гидрокарбонатная магниево-кальциевая.

Водоносность неогеновых отложений несколько меньше, чем палеогеновых. Дебиты родников, приуроченных к песчаникам и конгломератам в Талышских горах, не превышают 0,5, чаще 0,01—0,1 л/с. Вода пресная, часто с запахом сероводорода. Кайнозойские андезиты, базальты и их туфы, покровы которых развиты в горах Демавенд, Ангуль и др. заключают значительные ресурсы пресных вод, широко используемых для водоснабжения. На склонах долин, прорезающих лавовые покровы, часто наблюдаются выходы родников с дебитами 0,1—3 л/с, вода гидрокарбонатная магниево-кальциевая. Среди четвертичных отложений наиболее высоководоносны аллювиальные образования речных долин и аллювиально-пролювиальные накопления конусов выноса, содержащие преимущественно пресные грунтовые воды.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к побережью Каспийского моря. Данные о водоносности докембрийских, палеозойских и мезозойских отложений отсутствуют. В палеогене Талышской предгорной равнины до глубины 230 м вскрыто несколько напорных водоносных горизонтов. Пьезометрические уровни поднимались на 10,5—20,5 м выше поверхности земли, дебиты скважин при свободном изливе достигали 15,4 л/с, минерализация по единичным анализам 0,5 г/л. На участках, где в разрезе этих отложений имеются залежи гипса, вода будет более минерализованной и иметь другой состав.

В неогеновых песчаниках, конгломератах, известняках и мергелях, слагающих Талышскую предгорную равнину, до глубины 500 м вскрыты напорные пресные и местами слабосолоноватые (до 1,3 г/л) воды сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого, магниево-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного нат-

риевого состава, часто с запахом сероводорода и с признаками нефтегазоносности. Дебиты скважин при свободном изливе воды 0,25—1,3 л/с. Выходы родников с соленой, часто пахнущей керосином водой, как правило, приурочены к антиклинальным структурам.

В древнечетвертичных отложениях Ленинаканской равнины до глубины 400 м вскрыто несколько напорных горизонтов, уровни которых поднимаются выше поверхности земли на 2—3 м. Дебиты скважин 0,3—8 л/с. Минерализация воды в удаленной от моря части равнины 0,3—2 г/л, по направлению к прибрежной низменности увеличивается до 6—10 г/л. Воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. Грунтовые воды современных отложений распространены повсеместно. Глубина залегания их от 0,2—3 м на побережье до 10—20 м в предгорьях равнины. Дебиты колодцев соответственно от 0,1—0,3 до 14—15 л/с. Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые, в понижениях рельефа сульфатные и хлоридные натриевые с минерализацией до 10 г/л и выше.

В бассейне широко распространены термальные и холодные минеральные воды, выходы которых приурочены к зонам тектонических нарушений. В частности, большое число минеральных источников с различной температурой, иногда бурлящих от избытка углекислоты или выделяющих сероводород и отлагающих травертин, установлено в районе горы Демавенд (Очинников, 1930). В Талышских горах зарегистрировано свыше 100 в основном групповых выходов минеральных источников (Аскеров, 1954).

Питаются подземные воды за счет атмосферных осадков, конденсационной влаги, потерь воды постоянных и временных водотоков. Региональной областью разгрузки бассейна является впадина Каспийского моря, вода в которую поступает путем боковой фильтрации и, возможно, через зоны разломов. Ресурсы пресных подземных вод в бассейне значительны.

4. Западно-Туркменский артезианский бассейн

Этот бассейн включает северные склоны Восточного Эльбурса, южные и западные склоны Копетдага, западные склоны Малого Балхана, южные склоны Большого Балхана и Куба-Дага, а также Западно-Туркменскую впадину.

Названные горы сложены главным образом отложениями палеозоя, триаса, юры, мела, меньше палеогена, неогена и интрузиями докембрийских гранитов. Среди четвертичных отложений горного обрамления наиболее распространены песчано-глинистые аллювиальные образования речных долин, аллювиально-пролювиальные и делювиальные накопления конусов выноса и предгорных шлейфов мощностью до нескольких сотен метров.

Западно-Туркменская впадина выполнена мезозойскими, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. На севере впадины в районе ст. Бала-Ишем предположительно верхнеюрские или нижнемеловые известняки и мергели залегают на глубине 1320—1844 м. На юго-востоке в Аладаг-Мессерианской складчатой зоне верхнемеловые отложения состоят из глин с прослоями песков, песчаников и мергелей. Отложения палеогена представлены главным образом глинами мощностью до 450 м, миоцена — песчано-глинистыми образованиями, понта — глинами (обе толщи мощностью по 500—600 м); среднего плиоцена — ритмично чередующимися красными, часто песчанистыми глинами, мелко- и среднезернистыми песками, алевролитами и песчаниками мощностью до 2650 м; верхнего плиоцена (акчагыл и апшерон) — глинами, песками, алевролитами и мергелями мощностью 300—1700 м.

Четвертичные отложения мощностью до 950 м представлены морскими осадками прикаспийских трансгрессий — главным образом глинами с подчиненными прослоями песков, супесей и галечников, аллювиальными песками, суглинками, глинами и супесями, а также эоловыми песками.

В структуре Западно-Туркменской впадины по неогеновому комплексу выделяются Келькорский прогиб, Прибалханская, Уруиджук-Боядагская, Гогральдаг-Окаремская зоны поднятий и Шахманский прогиб. Эти структуры формировались на фоне общего опускания впадины по крупным разломам, с которыми они генетически связаны (Колодий, Кудельский, 1972).

Изучение подземных вод бассейна производилось А. В. Щербаковым (1956), С. С. Джибути (1962), О. Я. Калугиной (1962, 1963, 1968), В. В. Красницевой и др. (1963), А. Курбанмурадовым (1963), И. Г. Соколовским (1964), А. В. Кудельским (1964, 1968), М. Р. Милькс (1964), А. В. Кудельским и М. Ф. Козловым (1970), В. В. Колодием и А. В. Кудельским (1972) и многими другими.

Водоносность докембрийских гранитов, а также палеозойских, триасовых и нижнеюрских отложений практически не изучена. В более молодых осадочных образованиях мезозоя и кайнозоя выделяется шесть водоносных комплексов в отложениях, слагающих горное обрамление бассейна, и восемь в осадочных образованиях Западно-Туркменской впадины, представляющей внутреннюю область его питания.

Водоносный комплекс средней юры вскрыт на Большом Балхане. Водовмещающие породы — песчаники, алевролиты и угли, водоупорные — аргиллиты и глины. Притоки воды к скважинам невысокие; минерализация от долей до 15 г/л, состав преимущественно сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриево-магниевый.

Мальм-неокомский водоносный комплекс, сложенный главным образом известняками, широко распространен, содержит свободные и напорные воды и является одним из наиболее водоносных. В Западном Копетдаге дебиты родников, связанных с породами неокома, от долей до 57 л/с (в зонах разломов), дебиты скважин достигают 20—25 л/с при понижениях уровней на 1—20 м. Вне зон разломов дебиты родников уменьшаются до сотых и тысячных долей литра в секунду. Минерализация воды в нисходящих родниках 0,2—0,9 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. В зонах разломов Западного Копетдага минерализация родниковой воды возрастает до 2,8 г/л, в Большом Балхане — до 1,7 г/л. Состав воды сульфатный и хлоридный, по катионам смешанный. В ряде пунктов к описываемому комплексу приурочены сероводородные источники с температурой воды до 37° С сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатного и хлоридного натриевого состава с минерализацией до 15 г/л, возможно выводящие воду более глубоких горизонтов бассейна.

Водоносный комплекс апта—альба—сеномана объединяет ряд водоносных горизонтов, сложенных песчаниками, алевролитами и известняками, между которыми залегают пачки глин. Наиболее водоносны отложения альба, содержащие свободные и напорные воды; последние местами поднимаются выше поверхности земли и скважины фонтанируют. Дебиты родников в Западном Копетдаге от долей до 5—7 л/с (в зонах разломов и на контакте песчаников с алевролитами), скважин до 25—40, иногда до 102 л/с. Вода гидрокарбонатная, сульфатная и хлоридная, из катионов в ней преобладает натрий. Гидрокарбонатные воды обычно пресные с минерализацией до 1 г/л, минерализация сульфатных вод 0,4—7,1 г/л, хлоридных 10,35—17 г/л. На глубине 1113 м темпера-

тура воды достигает 46° С. Водоносность аптских и сеноманских отложений невысокая. Дебиты родников и скважин чаще всего составляют сотые и десятые доли литра в секунду, единичных (в зонах разломов) возрастают соответственно до 1—10 и 6—18 л/с, в сводах антиклиналей до 30—35 л/с. Минерализация воды в аптских отложениях 0,5—33,5 г/л, в сеноманских 0,47—15,2 г/л. Состав воды гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный, по катионам чаще всего смешанный. В зонах разломов температура воды источников 21—24° С.

Водовмещающие породы турона, сенона и дания представлены мергелями и известняками, залегающими среди глин. Воды свободные и напорные, уровень последних в Западном Копетдаге устанавливается в отдельных пунктах до 60—70 м выше устьев скважины. Мергели слабоводоносны, из известняков притоки в единичные скважины при свободном изливе достигают 50—200 л/с (Терс-Акан) и 42 л/с (Сумборская синклиналь). Минерализация воды 0,65—32,1 г/л. Наиболее высокоминерализованы подземные воды, выходящие в зонах разломов и вскрываемые глубокими скважинами. Состав их сульфатный натриевый, сульфатно-хлоридный натриево-магниевый, хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый.

В водах почти всех описанных комплексов установлены иод, бром, бор, нафтеновые кислоты, свинец, цинк, медь, железо, алюминий, барий и некоторые другие микрокомпоненты. Газы неглубоко залегающих подземных вод представлены сероводородом, углекислотой, азотом, а глубоких горизонтов — метаном и более тяжелыми углеводородами.

Палеогеновые отложения образуют региональный водоупор. Воды в прослоях песчаников, залегающих в толще глин, питают малодебитные, родники, минерализация воды 0,7—26 г/л, состав весьма пестрый.

Водовмещающие породы миоцена — песчаники, известняки и конгломераты, чередующиеся с глинами, пользуются прерывистым распространением главным образом в Западном Копетдаге, где с ними связаны малодебитные родники. Кроме того, в указанных породах вскрывается здесь вода колодцами и скважинами. Дебиты единичных скважин достигают 25 л/с при понижениях уровней на 4—6 м, фонтанирующих скважин до 60 л/с, наиболее распространенные 0,2—5 л/с. Минерализация воды изменяется от 0,4—4,3 г/л в средней части гор до 17,8 и местами до 80 г/л у их подножий. В родниковых водах присутствуют главным образом газы воздушного происхождения, в напорных — преимущественно (до 68%) углеводородные. В воде определены также иод, бром и другие микрокомпоненты.

В Западно-Туркменской впадине мезозойские, палеогеновые и, по-видимому, миоценовые отложения погружаются на очень большую глубину, в связи с чем приуроченные к ним подземные воды (вероятнее всего, напорные, термальные и высокоминерализованные) не изучены. Основным водоносным комплексом впадины является плиоценовый, в составе которого обычно выделяют красноцветную толщу среднего плиоцена и отложения акчагыльского и апшеронского ярусов верхнего плиоцена.

Мощность красноцветной толщи около 3000 м. По особенностям водоносности пород В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972) разделили ее на две части. Водовмещающие породы нижней части представлены прослоями песков, песчаников и алевролитов, залегающих среди глин. Водоносность пород в целом невысокая, а минерализация подземных вод довольно пестрая. Наиболее высокоминерализованные воды (202 г/л) встречены в структурных поднятиях Челекена, на других структурах минерализация их чаще не превышает 40 г/л и лишь местами увеличивается до 110 г/л. Высокоминерализованные воды имеют

хлоридный натриево-кальциевый и натриево-магниевый состав, слабоминерализованные — преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриевый. Последний тип воды связан с гипсоносными отложениями. В составе растворенных газов установлены углеводороды, азот, углекислота и смешанные газы. В верхней части красноцветной толщи водовмещающими являются алевролиты, пески и песчаники, водоупорными — глины, залегающие между ними. Приуроченные к этим породам родники, как правило, находятся в зонах разломов и имеют температуру воды до 60° С, а некоторые до 80—90° С. Дебиты скважин достигают 8—10 л/с, отдельных 100—115 л/с (Боядаг). Минерализация воды более высокая, чем в нижней части толщи (часто до 280—290 г/л, но в некоторых пунктах не превышает 21—41 г/л). Высокоминерализованные воды хлоридные натриевые и натриево-кальциевые, слабоминерализованные — хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (последние здесь встречаются довольно редко).

Напорные воды акчагыльских отложений формируются в горизонтах алевролитов, песков, песчаников и известняков, разделенных пачками глин. Эти воды преимущественно хлоридные натриево-кальциевые и натриево-магниевые с минерализацией более 100 г/л. Редко встречаются воды с минерализацией 15—40 г/л хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Водоносность пород слабая.

В апшеронских отложениях водоносны пески, залегающие среди глин; притоки воды к скважинам 0,5—10 л/с. Минерализация этих вод 6—234 г/л. Высокоминерализованные воды хлоридные натриево-кальциевые, маломинерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

В подземных водах плиоценовых отложений, выполняющих Западно-Туркменскую впадину, установлены те же микрокомпоненты и газы, что и в подземных водах более древних водоносных комплексов.

В толще четвертичных отложений установлены грунтовые и напорные воды. Первые развиты в морских (новокаспийских и хвалынских), аллювиальных и пролювиальных отложениях. Они залегают на глубине 1—2 м в районе шоров, до 80—250 м в верхней части подгорных пролювиальных шлейфов. В приморской низменности и подгорных шлейфах Малого Балхана и Копетдага воды хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 25—50 г/л, в новокаспийских отложениях и в отложениях шоров минерализация увеличивается до 200 г/л. На границе такыров с песчаными массивами и в барханных песках местами формируются линзы пресных и слабосолоноватых вод мощностью до 28 м. Грунтовые воды с минерализацией 7—10 г/л наблюдаются в дельтах рек Атрек и Горган и вдоль оросительных каналов. Пресные воды распространены в пролювиальных отложениях подгорной части Большого Балхана, Копетдага и, вероятно, Эльбурса. В бакинских и хазарских отложениях развиты напорные воды. На п-ове Челекен они питают малодебитные родники с минерализацией воды до 80—95 г/л при хлоридном натриевом составе.

Анализ взглядов на проблему формирования ресурсов подземных вод бассейна был сделан в 1970 г. А. В. Кудельским и М. Ф. Козловым. Из приведенных ими данных, видно, что одна группа исследователей приписывала подземным водам основных структур бассейна ювенильное происхождение, связывая эти воды с интрузиями магматических пород в плиоценовых отложениях. Другие ученые считают эти воды инфильтрационными, полагая, что основные области питания бассейна располагаются в обрамляющих Западно-Туркменскую впадину горах Копетдага, Большого Балхана и Эльбурса. В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972) отрицают значение горных сооружений как областей

питания бассейна и считают, что запасы подземных вод плиоценовых отложений пополняются за счет уплотнения глинистых осадков и отжатия седиментационных вод в песчанистые коллекторы. Возможно, что для названного водоносного комплекса это в какой-то степени справедливо, но в целом для бассейна, когда речь идет о восполнении ресурсов подземных вод всех его комплексов, с ним едва ли можно согласиться. Нам представляется, что отрицать участие атмосферных осадков в этом процессе нет достаточных оснований. Об этом свидетельствуют наличие зоны активного водообмена с пресными водами в периферической части бассейна и незначительная минерализация здесь подземных вод промываемых водоносных комплексов по сравнению с их погруженными частями, характеризующимися более высокой минерализацией воды и существенным составом ее.

Разгружаются воды во внешней области питания бассейна главным образом через родники. По данным О. Я. Калугиной и П. И. Калугина (1968), только в Кызыл-Атрекской депрессии на южном склоне Копетдага дебиты родников достигают 8—10 м³/с. Вода родников частично испаряется или питает реки и уходит за пределы бассейна. Однако какая-то часть ее по выходе на поверхность вновь просачивается вглубь, пополняя ресурсы грунтовых вод. Во внутренней области питания и накопления подземных вод глубокие горизонты разгружаются по разломам и, как предполагает А. В. Кудельский (1964), с помощью прессионных родников, а также многочисленных скважин, пробуренных на нефтепромысловых площадях. По данным Г. А. Борщевского (1959), в 1957—1958 гг. в Западно-Туркменской низменности скважинами отбиралось 0,79 м³/с воды.

Со времени первых исследований бассейна считалось, что в красноцветной толще плиоцена внутренней области питания его существует достаточно четко выраженная вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод, проявляющаяся в закономерном уменьшении минерализации с глубиной и в переходе хлоридных натриево-кальциевых вод верхних горизонтов и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые в нижних. В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972) отмечают, что в принципе это положение не утратило своего значения, однако в деталях зональность является более сложной, местами носит скачкообразный характер. Подробнее этот вопрос рассматривается в гл. III.

В бассейне заключены огромные ресурсы высокотермальных, минеральных и промышленных подземных вод; пресными подземными водами бассейн беден, на многих площадях они практически отсутствуют.

IV. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН СУБМАРИННЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

На площади описываемой гидрогеологической области располагаются Каспийский и Аральский субмаринные артезианские бассейны.

1. Каспийский субмаринный артезианский бассейн

Этот бассейн приурочен к впадине одноименного моря, его площадь около 400 тыс. км². Средняя глубина моря в северной части 5 м, в центральной 170 м, в южной 334 м.

Минерализация морской воды на севере, где Каспий принимает в себя воды Волги и других рек, около 0,3 г/л; у восточного берега, со стороны

которого поверхностный сток отсутствует, до 14,5 г/л; в открытых центральной и южной частях Каспия 12,5—13 г/л (Гюль, 1956).

По данным Л. Э. Левина и др. («Тектоника и нефтегазоносность...», 1970), впадина представляет собой крупный меридиональный прогиб, располагающийся на площади трех тектонически отличных участков. Северная часть ее включает южную окраину Русской плиты, средняя — блок Турано-Скифской плиты, южная заходит в Альпийскую геосинклинальную область.

Докембрий Русской плиты погружен на глубину 14—15 км. Залегающие на нем отложения представлены породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, образующими обширную Прикаспийскую синеклизу. В структуре последней выделяются два этажа — подсолевой (доверхнепермский) и надсолевой. В строении блока Скифско-Туранской плиты участвуют породы докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Переход от платформы к геосинклинали сопровождается резким погружением фундамента бассейна и таким же резким увеличением мощности осадков, достигающей 15—25 км, из которых около 10—12 км приходятся на отложения кайнозоя. Большое значение в структуре бассейна имеют глубинные и региональные разломы, разделяющие основные геотектонические области и дробящие его на большое число блоков, опущенных или приподнятых относительно друг друга на разную высоту.

В гидрогеологическом отношении бассейн является гетерогенным образованием. Северная часть относится к южному окончанию Северо-Каспийского артезианского бассейна, выделяемого на площади Русской платформы. Южнее располагаются артезианские структуры Скифско-Туранской плиты, а еще южнее — северная часть Южно-Каспийского артезианского бассейна.

Водоносность докембрийских пород, образующих фундамент Северо-Прикаспийского бассейна, и палеозойских отложений, слагающих Скифско-Туранскую плиту, не изучена. В подсолевых терригенных и карбонатных отложениях палеозоя Северо-Прикаспийского бассейна, погруженных под уровень моря, распространены крепкие хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые рассолы с высокой температурой и газами углеводородной группы. Выше следует мощная соленосная толща, на которой залегают пермские, мезозойские, палеогеновые и неогеновые отложения. Водоносность отложений пестрая, но минерализация приуроченных к ним вод высокая и с глубиной увеличивается. В наиболее глубоких водоносных горизонтах распространены хлоридные магниевые и кальциево-натриевые рассолы с минерализацией до 350—450 г/л, в отложениях неогена минерализация воды 10—80 г/л. В составе растворенных в ней газов преобладают метан и углекислота. Примерно с глубины 200—250 м температура воды начинает постепенно возрастать и на глубине 5000—6000 м, по предложению Б. Ф. Богородицкого (1968), может достигать 150—200° С.

Данные о подземных водах мезозойских отложений, слагающих артезианские бассейны Скифско-Туранской плиты и Альпийской складчатой области, отсутствуют. Водоносность палеоген-неогеновых отложений бассейнов установлена в западной части Южного Прикаспия. Как указывают Н. В. Тагеева и М. М. Тихомирова (1962), в песчаных и песчаниковых прослоях, залегающих среди глин этого комплекса, сформировались два типа напорных вод, резко отличных по составу. К первому относятся гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 13—28 г/л, вскрытые в интервале 550—2200 м. Наиболее высокоминерализованные разности их приурочены к верхней части разреза неогена, менее минерализованные — к нижней. Эти воды образовались в результате смешения гидрокарбонатных натриевых вод молодых складчатых депрессий предгорий Кавказа, формирующихся в условиях активного водообмена, с за-

стойными водами морской седиментации хлоридного кальциевого типа, сохранившимися в глубоких предгорных депрессиях Апшеронского полуострова и ложа Южного Каспия. Воды второго типа в отложениях палеогена — неогена характеризуются хлоридным кальциевым составом. Они встречены на глубине 50 м и имеют минерализацию 182—203 г/л. Тагеева и Тихомирова относят их к водам седиментационного происхождения, отжатым из глинистых пород в слои-коллекторы в результате гравитационного и тектонического уплотнения глин. С глубиной минерализация воды уменьшается и, например, в одной из скважин в интервале 3442—3446 м не превышала 18 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Уменьшение минерализации воды с глубиной с соответствующим преобразованием состава в продуктивных отложениях плиоцена в западной части Южного Прикаспия отмечалось еще ранее Г. М. Сухаревым по наблюдениям на месторождении Нефтяные Камни (1959) и некоторыми другими исследователями.

Четвертичные отложения повсеместно распространены на площади бассейна. Они имеют достаточно большую мощность и представлены главным образом песчано-глинистыми образованиями. По данным К. К. Гюля (1956), песчано-ракушечные и грубозернистые современные осадки больше развиты в прибрежной части моря, илистый песок и песчаный ил формируют следующую от берега зону осадконакопления, в глубокой части моря развиты преимущественно илы. Естественно, что от этой общей схемы пространственного распределения осадков наблюдаются отклонения, обусловленные наличием скрытых и выступающих из-под уровня моря поднятий, а также дельтовых образований, формирующихся на участках впадения в Каспий рек.

Грунтовые воды этих отложений, тесно связанные с морскими водами, до глубины 2—4 м от дна моря имеют примерно те же минерализацию и состав, что и последние. Это хорошо подтверждается данными изучения поровых растворов современных осадков, выполненного Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962) и З. В. Пушкиной (1964). Наименьшая минерализация поровых вод (0,7 г/л) характерна для северной части бассейна, в которой на нее влияют речные воды, поступающие в Каспий. Состав вод сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Максимальной минерализацией (22 г/л) и хлоридным магниевым составом эти воды обладают в восточной части бассейна. Из микрокомпонентов в них установлены (в порядке убывания) бром, бор, кремний, иод, марганец, цинк, барий, железо, титан, алюминий, молибден, олово. З. В. Пушкина отмечает, что в поровой воде илов Южного Каспия до глубины 3 м соленость практически та же, что и в воде Каспия в месте отбора образцов (13,1 г/л). С глубины 3 м по мере перехода от молодых новокаспийских отложений к более древним верхнеплиоценовым соленость их постепенно возрастает.

По Н. В. Кондрашевой и В. В. Круглякову (1968), в зоне Туркменского шельфа Каспия наряду с высокоминерализованными грунтовыми водами в косослоистых песках палеодельты пра-Амударьи, залегающих среди глин акчагыла — среднего антропогена, распространены линзы пресных вод, режим которых при вскрытии скважинами, очевидно, будет напорным.

Водные ресурсы Каспийского моря восполняются главным образом за счет поверхностных и частично подземных вод. На наличие потока последних во впадины моря указывали А. И. Михалевский, Г. Р. Бергман (1934), Б. А. Аполлов (1935), Б. И. Куделин (1948), Ф. А. Макаренко (1948), К. К. Гюль (1956), В. Н. Корценштейн (1962), Х. К. Уланов (1965), И. С. Зекцер, Н. В. Ильинская, Д. П. Солопек (1967), С. А. Брусиловский, Б. И. Куделин и др. («Подземный сток...», 1970), Б. И. Куделин и др. («Проблемы подземного...», 1971).

Хотя доля участия этих вод в балансе Каспия точно и не определена, но всеми исследователями она оценивается как незначительная, не превышающая первых процентов.

Выше уже отмечалось, что средняя глубина Каспия небольшая, а мощность осадочных образований, выполняющих его впадину, огромна. Это дает основание предполагать, что потоки подземных вод со стороны материковых структур проходят ниже его дна в заполняющие впадину отложения мезозоя и кайнозоя. Х. К. Уланов (1965) считает, что воды Каспия фильтруются в его берега и дно, питая подземные воды глубоких водоносных горизонтов. Г. М. Сухарев (1959) отрицает участие морских вод в питании последних из-за наличия водоупорных глин. По его мнению, морские воды могут заполнять здесь (и, по-видимому, заполняют) лишь головные части песчаных прослоев верхних горизонтов продуктивной толщи, где эти глины отсутствуют. Это в какой-то степени подтверждается приводившимися выше результатами изучения состава поровых вод, которые соответствуют составу морской воды лишь до глубины 5—7 м, а далее минерализация их резко увеличивается. По данным З. В. Пушкиной, до глубины 875 м в четвертичных и средне-верхнеплиоценовых отложениях она возрастает до 139 г/л, а затем до глубины 1138 м падает до 58 г/л. Не исключено, что в более глубоких горизонтах минерализация поровых и подземных вод будет еще слабее, особенно в западной части бассейна, где внешняя область питания его, со стороны которой поступают пресные воды, располагается высоко в Кавказских горах.

Из изложенного следует, что описываемый бассейн представляет собой крупную гидрогеологически гетерогенную структуру, подземные воды которой получают питание со стороны окружающих ее материковых бассейнов и для которых она является областью разгрузки. Подземные воды самой этой структуры разгружаются, по-видимому, лишь в Каспийском море. Разгрузка осуществляется по зонам разрывных дислокаций и путем перетекания под влиянием избыточного давления. На наличие первых указывают многочисленные грязевые вулканы, приуроченные к этим дислокациям и образовавшие банки и острова (Калинко, 1969). Избыточные давления в продуктивных отложениях над пластовыми давлениями апшеронского яруса верхнего плиоцена отмечены З. В. Пушкиной. Величина этих давлений выше гидростатических на 60—70 кгс/см^2.

В связи с высокой уплотненностью мезо-кайнозойских отложений бассейна водоносность их слабая и с глубиной убывает. Это дает основание считать, что доля участия подземных вод, фильтрующихся через дно, как и подземных вод, поступающих в Каспийское море за счет боковой фильтрации, в его водном балансе невысокая и поэтому они, видимо, не оказывают существенного влияния на изменение состава морской воды.

2. Аральский субмаринный артезианский бассейн

Площадь бассейна вместе с островами 68,32 тыс. км^2. Средняя мощность слоя воды, покрывающей бассейн, около 16 м, максимальная 69 м. Минерализация воды изменяется от 3,3 г/л в южной части моря, где в него впадает Амударья, до 12 г/л на востоке, где оно является наиболее мелководным.

Впадина моря представляет собой новообразование, охватившее сопредельные блоки Северо-Устюртского и Кызылкумского сегментов Туранской плиты («Тектоника и нефтегазоносность...», 1970). В ее пределах развиты погребенные

продолжения уральских и тянышаньских структур, граница между которыми проходит по Восточно-Уральскому региональному шву. Поверхность фундамента чрезвычайно неровная, местами она залегает на глубине 400 м, а местами погружается на 6—12 км.

Фундамент сложен высокометаморфизованными породами докембрия и палеозоя. Выше залегают орогенные образования пермо-триаса, в Западном Приаралье представленные пестроцветными разнозернистыми песчаниками, алевритами и глинами, а в Восточном — алевролитами, аргиллитами и песчаниками с примесью туфогенного материала и прослоями порфирита. Мощность их на поднятиях фундамента минимальна, в депрессионных зонах она достигает 2000—3000 м. Юрские отложения мощностью 750—1000 м сложены песчаниками, алевролитами, глинами, известняками. Меловые отложения образованы континентальными и морскими терригенно-карбонатными породами, наибольшая мощность которых около 1100 м и наблюдается вблизи береговой линии. В составе палеогеновых отложений распространены преимущественно глины с линзами песков и песчаников, а в разрезе неогена помимо глин, песков и песчаников установлены еще конгломераты. Заканчивается разрез осадочного чехла бассейна четвертичными отложениями, состоящими главным образом из песчано-глинистых осадков и илов.

Подземные воды фундамента и пермо-триасовых отложений не изучены. Мезо-кайнозойские отложения чехла образуют два яруса. В нижнем ярусе распространены напорные воды юрских и меловых отложений. Наибольший интерес представляет меловой водоносный комплекс, который обладает, повидимому, наиболее высокой водоносностью и содержит менее минерализованные воды по сравнению с другими комплексами и горизонтами бассейна. Водовмещающие породы его мощностью до 500—600 м представлены песчаниками, песками, алевролитами и конгломератами. Возможные дебиты скважин могут достигать 20—25 л/с.

Палеогеновые отложения сложены преимущественно глинами. Вода в них встречается спорадически в слабоводоносных линзах песков и песчаников, минерализация до 10—15 г/л. Водоносность неогеновых и четвертичных отложений более высокая, минерализация и состав воды близки к минерализации и составу морской воды.

Подземные воды бассейна получают питание главным образом со стороны сопредельных с ним артезианских бассейнов. К. Блинов (1956) считает, что оно осуществляется также за счет фильтрации морских вод через дно Арала.

Разгрузка подземных вод бассейна происходит, вероятно, по зонам разломов. У. М. Ахмедсафин (1961) отметил на отдельных участках северо-восточного побережья моря выходы родников с пресной и слабосолоноватой водой; подобные родники встречаются на о. Барса-Кельмес. Опреснение морской воды под влиянием разгрузки подземных вод установлено на других участках побережья. Таким образом, можно предположить, что и в этом бассейне имеет место инверсия химического состава и минерализации подземных вод. Слабоминерализованные воды, как и в некоторых других бассейнах района, приурочены здесь к хорошо водопроницаемым и высоководоносным меловым отложениям; в менее водоносных юрских и пермо-триасовых отложениях минерализация воды, вероятно, значительно выше, состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый, вода термальная.

V. РЕЗАЙЕ-ВАНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Резайе-Ванский район занимает бассейны стока одноименных озер, общая площадь его около 68 тыс. км² (см. рис. 1).

Главные гидрографические единицы района озера Резайе и Ван. Площадь водосбора первого 52.5 тыс. км², площадь водной поверхности 3,2 тыс. км², глубина 16 м, второго — соответственно 15; 3,7 и 250. Минерализация воды оз. Ван 22 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый. Минерализация воды оз. Резайе выше и в различных частях его разная. По В. Хлопину (1923), она составляет 188,4 г/л, по Д. Ливингстону (Livingstone, 1963), около г. Бендер-Даналу 311 г/л (10/X 1949 г.), а в юго-западной части озера 366,7 г/л (август 1949 г.). Состав воды хлоридный натриевый. В ней установлены бром (до 3,4—3,9 г/л), бор, азот в окисной форме (до 1,7 г/л) и кислород (5—8 мг/л). Температура воды около 20° С. Столь резкая разница в составе воды, по-видимому, обусловлена различным составом поступающих в озера речных и подземных вод, которыми они питаются, и более интенсивным испарением воды с оз. Резайе вследствие его значительно большей поверхности и меньшей глубины. В районе имеются два небольших артезианских бассейна — Резайе и Ван, подземные воды которых изучены весьма слабо и неодинаково.

1. Артезианский бассейн Резайе

Во внешней области питания, сложенной донеогеновыми отложениями, развиты грунтовые и местами напорные воды, приуроченные к зоне экзогенной трещиноватости пород, в которой они образуют водоносный горизонт переменной мощности и гидродинамического режима. Питаются эти воды главным образом за счет атмосферных осадков, талых вод и конденсационной влаги. В долинах горных речек вода залегает на глубине 3—5 м и менее, на положительных формах рельефа иногда до 100 м. Дебиты родников, выходящих из базальтов, андезитов, их туфов и туфоконгломератов, 0,14—1,1 л/с, из гранитов 0,6—1,9 л/с, из песчаников и конгломератов 0,6—1,9 л/с, из известняков 0,3—8,3 л/с. Дебиты родников в зонах разрывных дислокаций значительно выше. Так, близ городов Бокан и Себелан известны родники с дебитами 10—17 л/с; на склонах хр. Куртак из меловых известняков выходят родники с дебитами 10—39 л/с. Во внешней области питания бассейна имеется большое число временных родников, выходящих из различных пород преимущественно в верховьях долин. Дебиты их 0,3—2,8 л/с, иногда достигают 11,1 л/с, но чаще не превышают 1 л/с. Дебиты неглубоких скважин, пройденных в породах внешней области питания, не превышают 1 л/с (район горы Касабе), дебиты колодцев 0,05—0,5 л/с (города Негеде, Сарыкамыш и др.).

По составу подземные воды внешней области питания бассейна в основном гидрокарбонатные, иногда солоноватые сульфатные (города Негеде, Сарыкамыш, восточная часть бассейна), связанные, по-видимому, с соле- и гипсоносными отложениями верхов палеогена — низов неогена.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод занимает около четверти площади бассейна. Воды с напорным и безнапорным режимом вскрываются здесь в четвертичных, неогеновых и местами в более древних отложениях. Формируются ресурсы этих вод в основном за счет поступления воды со стороны внешней области питания, атмосферных осадков и воды, поднимающейся по зонам разломов из более древних пород, подстилающих осадочный

чехол впадины. Разгружаются подземные воды путем родникового и речного стока и главным образом испарения с поверхности озера.

Разнообразный состав неогеновых отложений и сложное строение толщи обусловили наличие в последней нескольких водоносных горизонтов. Первый от поверхности горизонт вскрывается на глубине 2—20 м. Водоносны песчаники, конгломераты, пески, редко известняки. Дебиты колодцев 0,05—1 л/с (города Тебриз, Дизе, Рейзайе, Шерефхане и др.). Нижние водоносные горизонты залегают на глубине 50 и 120 м (г. Тебриз). Пьезометрические уровни их устанавливаются на 20—25 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин от десятых долей до первых литров в секунду. В неогеновых отложениях формируются пресные и высокоминерализованные воды, приуроченные к соле- и гипсоносным частям разреза.

Несколько водоносных горизонтов установлено и в четвертичных аллювиальных песчано-гравийно-галечниковых отложениях внутренней области питания бассейна. Первый от поверхности горизонт залегает обычно на глубине до 6 м. Там, где он близко подходит к поверхности земли (восточнее оз. Резайе), широко распространены процессы вторичного засоления грунтов, выражающиеся в развитии обширных солончаковых равнин. Воды горизонта вскрываются колодцами с дебитами не более 1 л/с. Состав воды пестрый, наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми встречаются солоноватые сульфатные и соленые хлоридные натриевые воды. Нижележащий водоносный горизонт вскрыт скважинами на западном берегу озера в районе г. Резайе на глубине 20 м. Напор его 1—2 м, дебиты скважин 1—7 л/с. Воды аллювиальных отложений широко используются для водоснабжения. С этой целью в г. Негде в южной части озерной котловины построено более 400 колодцев с дебитом около 1,5 л/с каждый, в г. Мераге, находящемся в восточной части ее, около 600, в г. Резайе более 2000.

Высокообводнены аллювиально-пролювиальные образования предгорных шлейфов и конусов выноса. Грунтовые, а местами и напорные воды залегают в них на глубине 1—30 м. К конусам выноса приурочены выходы родников с дебитами до 15 л/с. Воды добывают с помощью колодцев, скважин и кяризов. Дебиты колодцев 0,2—0,3 л/с, скважин до 1,3 л/с, кяризов в среднем 5—10 л/с при диапазоне 1,5—50 л/с. Минерализация воды обычно не превышает 1 г/л, солоноватые воды встречаются редко.

В бассейне известно несколько источников теплых минеральных вод, тяготеющих, как правило, к зонам разломов в породах палеозоя. Вода углекислая, гидрокарбонатная натриевая или кальциевая. Вода источника, находящегося около с. Исти-Ису, содержит до 2,68 г/л борной кислоты, а источника, расположенного близ г. Дильмана, сильно обогащена железом. Есть основание предполагать, что в глубоких горизонтах внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна могут быть встречены высокоминерализованные и высоконапорные термальные воды, содержащие повышенные количества йода, брома, бора, фтора, лития, стронция.

Водообеспеченность бассейна в целом достаточно высокая. Недостаток в пресной воде ощущается лишь в восточной, прибрежной части района, где развиты преимущественно высокоминерализованные воды.

2. Ванский артезианский бассейн

Во внешней области питания бассейна наиболее обводнены мезозойские известняки. Дебиты родников, приуроченных к трещиноватой зоне этих пород, около 1 л/с, закарстованные разности их питают родники с дебитами до 10 л/с

и более. Эти воды вскрываются мелкими колодцами и неглубокими скважинами. По данным К. Каглара (1959), минерализация воды менее 1 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый. На участках развития гипсоносных отложений палеогена воды солоноватые хлоридного или сульфатного натриевого состава. Водоносность пород остальных стратиграфических комплексов не изучена.

Во внутренней области питания бассейна водоносны неогеновые песчаники, конгломераты, известняки, пески и четвертичные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные песчано-гравийно-галечниковые образования. Очевидно, в них имеется несколько гидравлически связанных водоносных горизонтов, питание которых осуществляется за счет атмосферных осадков, притока воды со стороны внешней области питания и, вероятно, поступления глубоко залегающих вод по зонам разрывных нарушений из других водоносных пород. Разгружаются подземные воды с помощью речного и родникового стока, путем эвапотранспирации и испарения с поверхности озера. Дебиты колодцев и скважин, по-видимому, не превышают 1—8 л/с. Пресные воды гидрокарбонатные кальциевые, солоноватые и соленые сульфатные и хлоридные преимущественно натриевые.

Значительные ресурсы подземных вод формируются, вероятно, в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса и предгорных шлейфов. Они залегают неглубоко от поверхности земли, имеют преимущественно свободный режим, минерализацию не более 1 г/л и гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав. Лишь в восточной части области, где эти воды залегают неглубоко от поверхности земли и где протекают процессы вторичного засоления грунтов, они, вероятно, обладают повышенной минерализацией и непригодны для питья. Однако в целом бассейн высокообеспечен пресными подземными водами.

Помимо пресных на его площади известно несколько источников с термальной водой, приуроченных к зонам разломов. Это, а также большая мощность осадочного чехла, слагающего внутреннюю область питания, дает основание предполагать, что в глубоких горизонтах бассейна формируются термальные высоконапорные воды, возможно, с повышенным содержанием иода, бора, брома, лития, фтора.

VI. ИРАНО-АФГАНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Ирано-Афганский гидрогеологический район охватывает систему артезианских бассейнов, располагающихся в пределах Иранского нагорья. С севера он ограничен складчатой зоной Эльбурса и Нишапурских гор, с юго-запада и юга — складчатой областью Загроса и Макранских гор и с востока — складчатыми структурами Северо-Западного Афганистана и Пакистана. Между этими структурами располагается система крупных межгорных впадин, среди которых выделяются Деште-Кевирская, Деште-Лутская, Южно-Афганская (Гильмендская) и Харанская впадины, расположенные на цоколе срединных массивов, и впадины, находящиеся внутри линейных горно-складчатых сооружений, — Ширазская, Исфаханская, Джезмурианская и др. («Нефтегазоносные бассейны...», 1965).

Геологическое строение и гидрогеологические условия района изучены слабо. Поэтому приведенная характеристика отдельных артезианских бассейнов является весьма схематической, часто основанной на прогнозной оценке территорий. В районе выделяется 10 артезианских бассейнов: Западно-Иран-

ский, Ширазский, Исфаханский, Йезд-Керманский, Деште-Кевирский, Немек-Намакзарский, Деште-Лутский, Джезмурианский, Южно-Афганский и Харанский (см. рис. 1).

1. Западно-Иранский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен в северо-западной части района. Склоны горных сооружений, обращенные в бассейн, являются внешней областью его питания. Высота их водораздельных отметок 3000—3500 м на севере, около 3000 м на западе и юге и не более 1500 м на востоке. У подножий хребтов выделяется слабо расчлененный предгорный пояс, представленный обширными конусами выноса. Поверхность центральной части бассейна с расположенным в ней оз. Дерьячейе-Немек равнинная, полого наклонена в сторону озера. Участок, непосредственно прилегающий к озеру, представляет собой солончак площадью более 5 тыс. км^2. В пределах бассейна довольно хорошо развита речная сеть. Наиболее крупные реки Карачай, Руде-Шур и Кередж берут начало высоко в горах, в зоне обильного увлажнения. До озера воды рек доходят только зимой и ранней весной, их минерализация до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

В строении внешней области питания бассейна участвуют породы докембрия, палеозоя, мезозоя, палеогена, кайнозойские основные эффузивы и четвертичные, главным образом аллювиальные отложения.

Образования докембрия и палеозоя — кварциты, роговики, мраморы, кристаллические и глинистые сланцы, песчаники, известняки — приурочены в основном к южным склонам хр. Эльбурс. В юго-западной части бассейна в горных сооружениях широко развиты метаморфизованные толщи, включающие образования докембрия, палеозоя и, возможно, мезозоя.

Мезозойские отложения, преимущественно юрские и меловые — известняки, доломиты, мергели, сланцы, песчаники, конгломераты, часто с прослоями вулканогенных и вулканогенно-кремнистых пород, а также гипсов и ангидритов — широко распространены в юго-западной части бассейна. Их мощность несколько километров.

Палеогеновые известняки, мергели и вулканогенные образования мощностью до 3000—3500 м развиты в северной части бассейна, где слагают предгорья Эльбурса, а также на юге в северных отрогах хр. Кухруд.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые, а также четвертичные основные эффузивы наблюдаются высоко в горах внешней области питания бассейна. Они образуют толщу мощностью до 500 м, местами более, сложенную преимущественно базальтами, андезитами и их туфами. На крайнем северо-востоке бассейна расположен один из крупнейших центров четвертичного вулканизма района — вулкан Демавенд (5604 м).

Циркуляция и накопление подземных вод во внешней области питания бассейна происходит в зоне экзогенной трещиноватости пород, в тектонических трещинах, на участках литологических контактов пород, в карстовых полостях известняков.

На водораздельных участках глубина залегания воды в породах внешней области питания составляет десятки метров, в понижениях рельефа уменьшается до нескольких метров, иногда вода выклинивается на поверхность. Родники на большей части бассейна, особенно на востоке и юге, функционируют лишь в периоды выпадения осадков. Некарбонатные породы слабоводоносны. Дебиты родников, выходящих из этих пород, редко превышают 1 л/с, чаще меньше. Более обводнены известняки. Дебиты родников, питающихся их водами, 2—3 л/с, а закарстованных разностей — до нескольких десятков литров

воды в секунду. Воды внешней области питания пресные с минерализацией не более 1 г/л гидрокарбонатные кальциевые. По мере движения воды от водораздельных участков к предгорьям минерализация, по-видимому, возрастает.

Широко распространены во внешней области питания, преимущественно в ее сравнительно хорошо увлажненных северной и западной частях воды четвертичных отложений, приуроченных к небольшим межгорным впадинам и речным долинам. Наиболее водопосны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования. Так, в районе г. Казвин колодцы вскрывают воды аллювиальных галечников на глубине 30 м. Дебиты колодцев 0,3—5 л/с. Температура воды около 8° С, вода пресная, но сильно загрязнена. Скважина, пробуренная для водоснабжения г. Казвин, вскрыла подземные воды в песчано-гравийных отложениях. Статический уровень установился на глубине 32 м, дебит 9,7 л/с.

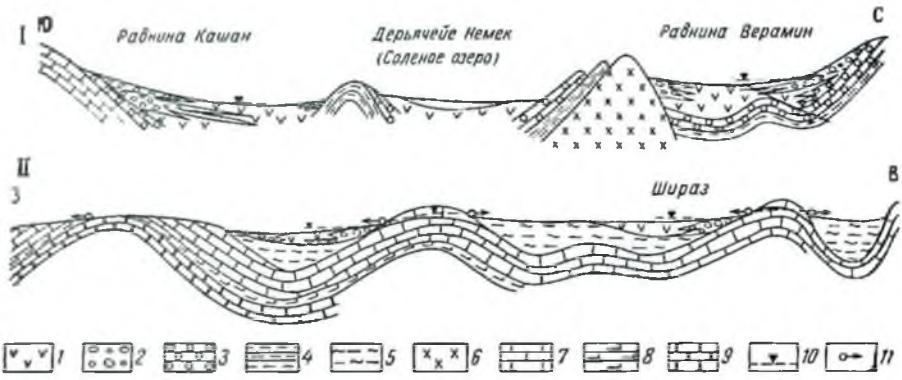


Рис. 18. Схематические геолого-гидрогеологические разрезы через Центральное Иранское плато (I) и Загросские горы (II) (Issar, 1969)

1 — глины и илы (Q); *2* — гравий и песок (Q); *3* — конгломераты (N_2 — Q); *4* — мергели и гипсы (N); *5* — мергели, глины и гипсы (N); *6* — вулканогенные образования (Pg—N); *7* — известняки (Pg — N); *8* — мел и известняки (Cr_2); *9* — известняки (Cr); *10* — уровень подземных вод; *11* — родник

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представляет собой тектоническую впадину, являющуюся частью обширной Деште-Кевирской депрессии, от которой она отделена хр. Гугерд. Впадина выполнена кайнозойскими отложениями, в основании которых выделяется интенсивно-складчатая вулканогенно-осадочная толща эоцена. Постэоценовый комплекс представлен отложениями олигоцена — миоцена. Нижнюю часть их разреза слагают красноцветные соленосные образования мощностью 1000—2400 м, среднюю — известняки и доломиты мощностью 1500—2300 м, верхнюю — также красноцветные соленосные отложения мощностью 500—600 м. Мощность плиоценовых континентальных грубообломочных пород достигает нескольких тысяч метров («Нефтегазоносные бассейны»..., 1965). Широко развиты во впадине четвертичные отложения мощностью до 250 м. В краевых частях они представлены аллювиально-пролювиальными накоплениями, а в центральной — озерно-пролювиальными и эоловыми (рис. 18; Issar, 1969).

Пополняются ресурсы подземных вод впадины главным образом со стороны западной и северной частей горного обрамления. С юга и особенно с востока ее питание, по-видимому, незначительно.

В нижней части разреза олигоцена — миоцена водоносны конгломераты и песчаники, залегающие среди глинистых мергелей, сланцев, каменной соли и гипса. Они обнажаются в районе г. Кум, где вскрыты скважинами до глубины 220 м. Минерализация воды 0,9—15 г/л, состав хлоридный, при невысокой минерализации хлоридно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый (табл. 20).

Таблица 20

Местоположение скважины	Глубина отбора пробы, м	pH	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв					Минерализация, г/л	Формула химического состава
			$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}		
Сенар-и-Ростам	10	7,4	1037 45,11 72	190 9,48 15	103 8,47 13	1598 45,07 77	650 13,53 23	3,6	$\frac{Cl77SO_423}{(Na+K)72Ca15Mg13}$
Файзабад	100—200	7,5	114 6,26 51	60 2,99 25	36 2,96 24	283 7,98 53	345 7,18 47	0,9	$\frac{Cl53SO_447}{(Na+K)51Ca25Mg24}$
Кара-Чай	200—220	7,5	610 26,53 73	113 5,64 16	49 4,03 11	730 20,59 68	464 9,66 32	2	$\frac{Cl68SO_432}{(Na+K)73Ca16Mg11}$
Кейванях (Альборз)	200	7,0	5248 228,27 78	643 32,09 11	387 31,83 11	8200 231,26 96	511 10,64 4	15	$\frac{Cl96}{(Na+K)78Ca11Mg11}$

В центральной части впадины, где эти отложения залегают на большой глубине, к ним, очевидно, приурочены высоконапорные и более минерализованные воды.

Таблица 21

Местоположение скважины	Глубина вскрытия воды, м	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв								Минерализация, г/л	Формула химического состава
		$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Сумма	Cl^-	SO_4^{2-}	Сумма		
Альборс	3107	110 000 4784 85	14 760 736 13	1049 86 2	112 6 —	125 921 5612 100	205 000 5782 100	125 3 —	205 125 5785 100	331	$\frac{Cl100}{(Na+K)85Ca13}$
»	3304	78 643 3420 69	27 158 1355 28	1559 128 3	466 25 —	107 826 4928 100	200 000 5641 100	626 13 —	200 626 5654 100	308	$\frac{Cl100}{(Na+K)69Ca28}$

Средняя часть разреза олигоцена — миоцена, представленная известняками и доломитами, обнажается в предгорьях Эльбурса. К югу от с. Гемсар известно несколько родников с пресной водой. В центральной части впадины карбонатные породы, залегающие на большой глубине, нефтеносны. С ними связаны высоконапорные воды, которые вскрыты на глубине более 3000 м. Минерализация их свыше 300 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый (табл. 21).

Характерная особенность пород верхней части разреза олигоцена — миоцена — повсеместная засоленность (гипс, каменная соль), вследствие чего формирующиеся в них воды высокоминерализованы. Водоносность отложений, по-видимому, невелика. В пос. Кевир-Хурьян (к юго-западу от г. Семнан) скважина вскрыла в этих отложениях на глубине 400 м соленую воду. Дебит ее при свободном изливе воды составил 0,6 л/с.

Сведения о водоносности плиоценовых отложений бассейна отсутствуют. Их преимущественно грубообломочный состав позволяет предполагать, что они сравнительно высоководоносны. Минерализация воды может варьировать в очень широких пределах. Засоление вод происходит, видимо, на участках, где они гидравлически связаны с водами миоцена. На участках, непосредственно прилегающих к внешней области питания на севере и западе бассейна, породы плиоцена могут содержать значительные ресурсы пресных вод.

Из четвертичных отложений большой интерес в отношении ресурсов подземных вод представляют аллювиально-пролювиальные образования, широко распространенные в бассейне и отличающиеся высокой водоносностью. Воды их питают родники, эксплуатируются кяризами и колодцами, в некоторых пунктах — скважинами. Дебиты родников, находящихся главным образом в северной части бассейна, 1—10 л/с, воды большей частью пресные. Производительность кяризов 2—15 л/с. В районе г. Семнан расход кяриза достигает 140 л/с. Для водоснабжения Тегерана вода поступает из системы кяризов, расположенных на глубине до 85 м. Производительность главного транзитного кяризного канала, головное сооружение которого находится значительно восточнее города, достигает 40 л/с. Шахтные колодцы в Тегеране вскрывают воду на глубине 10—11 м. Одновременная откачка воды из трех колодцев давала дебит около 3 л/с при понижении уровня до 4,15 м. Скважинами, пробуренными в четвертичных отложениях, вскрыты свободные и слабонапорные воды. Данные о некоторых из них приведены в табл. 22 (Paver, Roberts, 1948).

Таблица 22

Город	Глубина скважины, м	Глубина появления воды, м	Установившийся уровень, м	Дебит, л/с
Тегеран	110	—	12	1,1
»	122	64	11,5	1,3
»	190	—	8,5	6
»	290	—	11,5	6
Эрак	32,5	11,5	41,5	0,12
»	46,5	46	46	0,75
»	77,5	62	61	1,75
»	110	67	61	0,75
Кум	50	18	17,5	1,25
»	56	23	19	1,25

Воды кяризов преимущественно пресные, реже солоноватые, в единичных случаях соленые. В периферической части внутренней области питания бассейна, особенно на севере и западе, распространены наиболее слабоминерализованные (0,1—1 г/л) воды, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый или кальциево-натриевый (табл. 23). По направлению к центральной части бассейна минерализация воды резко возрастает, состав ее становится хлоридным натриевым.

Имеются проявления минеральных подземных вод. В Эльбурсе, на склонах вулкана Демавенд, известно несколько групп холодных минеральных источников, вода которых насыщена углекислым газом (Овчинников, 1960). В районе г. Семнан, по данным М. П. Петрова (1955), есть минеральные источники с водой мацестинского типа. Весьма большой интерес представляют практически не изученные высокоминерализованные воды внутренней области питания и нако-

Таблица 23

Город	Тип водопункта	Температура воды, °С	pH	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Минерализация, г/л	Формула химического состава
				$Na^+ + K^+$	Ca^{++}	Mg^{++}	Cl^-	SO_4^{--}	HCO_3^-		
Тегеран	Скважина	18	—	128,8 5,6 85	16 0,8 12	2,4 0,2 3	32 0,9 14	86,5 1,8 27	233 3,9 59	0,4	$\frac{HCO_3 59 SO_4 27 Cl 14}{(Na+K)85 Ca 12}$
»	»	19	—	69 3,0 60	28 1,4 28	7,3 0,6 12	21,3 0,6 12	67,3 1,4 28	183 3,0 60	0,3	$\frac{HCO_3 60 SO_4 28 Cl 12}{(Na+K)60 Ca 28 Mg 12}$
»	Кярна	14	—	16 0,7 26	36 1,8 67	2,4 0,2 7	3,6 0,1 4	9,6 0,2 7	146,5 2,4 89	0,1	$\frac{HCO_3 89 SO_4 7}{Ca 67 (Na+K) 26}$
Чалбарез	»	13	7,9	59,8 2,6 36	70 3,5 49	13,4 1,1 15	39 1,1 15	72 1,5 21	281 4,6 64	0,4	$\frac{HCO_3 64 SO_4 21 Cl 15}{Ca 49 (Na+K) 36 Mg 15}$
Семнан	»	—	8,3	124 5,4 32	228 11,4 68		269,5 7,6 45	259,4 5,4 32	232 3,8 23	1	$\frac{Cl 45 SO_4 32 HCO_3 23}{(Ca+Mg)68 (Na+K)32}$

пления подземных вод бассейна. Они могут иметь повышенные температуры, а также содержать бор, бром, иод, стронций и другие микрокомпоненты.

Для питья и хозяйственного водоснабжения в бассейне используются в основном воды четвертичных отложений. Наиболее обеспечены пресными подземными водами западная и северная периферические части бассейна, в восточной, южной и особенно центральной частях имеется весьма небольшое количество водопунктов с пресной водой.

2. Ширазский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен на крайнем юго-западе района в горной системе Загроса и обрамлен его отрогами. Почти вся южная часть бассейна занята межгорной впадиной, которая короткими горными хребтами разделяется на несколько более мелких впадин. На площади бассейна протекает одна из крупных рек района — Кур с многочисленными притоками. В южной части бассейна находятся мелководные, иногда пересыхающие озера Нергес (Тешт) и Нейриз (Бехтеган).

К юго-востоку от Шираза расположено непересыхающее оз. Мехарлу. Химический состав воды озер Ширазского бассейна (Livingstone, 1963) приведен в табл. 24.

В геологическом строении внешней области питания бассейна главную роль играют юрские и меловые отложения, представленные известняками, доломитами, мергелями, местами с прослоями песчаников, сланцев и гипсов. В юго-восточной части бассейна широко развиты нерасчлененные мезозойские осадочно-эффузивные и интрузивные образования. Среди них установлены

Озеро	Дата отбора пробы	Компоненты минерализа			
		Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Нергес (Тешт)	11/VIII 1949 г.	2316 100,7 85	77 2,0 2	61 3,0 3	148 12,2 10
Нейриз	23/VIII 1949 г.	20 550 893,8 82	460 11,8 1	1274 63,6 6	1476 121,4 11
Мехарлу	15/VIII 1949 г.	109 400 4758,4 92	951 24,3 0,5	580 28,9 0,5	4383 360,5 7

серпентиниты, амфиболиты, порфириты, диабазы и кремнистые сланцы. Мощность отложений 1000—4000 м и более. Палеогеновые (преимущественно эоценовые) отложения, распространенные во внешней области питания юго-западной части бассейна, сложены известняками, мергелями и глинистыми сланцами. Мощность толщи 200—1200 м.

Сильная расчлененность рельефа во внешней области питания бассейна и относительно обильные атмосферные осадки обусловливают наличие здесь многочисленных родников. Наиболее водоносны известняки, особенно закарстованные, и зоны тектонических нарушений, к которым могут быть приурочены родники с дебитами до нескольких десятков литров в секунду.

Значительно развиты во внешней области питания бассейна воды четвертичных отложений. Наиболее водоносны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, аккумулирующие основные ресурсы пресных вод бассейна. Минерализация воды внешней области питания невелика и едва ли превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представляет собой межгорную впадину. Верхняя часть разреза осадочного чехла ее сложена четвертичными отложениями — аллювиально-пролювиальными, аллювиальными и озерными. В центральной части впадины их состав песчано-глинистый, в предгорьях щебнисто-галечный. В этих отложениях главным образом за счет потерь поверхностного стока и атмосферных осадков формируются грунтовые воды. В предгорных участках они залегают сравнительно неглубоко от поверхности земли и слабоминерализованы. Так, в Ширазе скважина вскрыла в гравийных отложениях воды с минерализацией 0,6 г/л. По направлению к центральной части бассейна минерализация воды, очевидно, увеличивается, так как вся разгрузка подземных вод осуществляется путем испарения. Не исключено, что здесь ниже горизонта высокоминерализованных грунтовых вод залегают напорные воды со значительно меньшей минерализацией.

Водообеспеченность бассейна, по-видимому, довольно высокая, о чем свидетельствуют большая плотность населения и широкое развитие земледелия, в частности садоводства. М. П. Петров (1955) отмечает, что ранее эта область

Таблица 24

ции, мг/л, мг-экв, %-экв			Минерализация, г/л	Формула химического состава
Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-		
3895 109,8 94	301 6,3 5	98 1,6 1	6,9	$\frac{Cl94SO_45}{Na85Mg10}$
36 950 1042,1 92	4218 87,8 8	156 2,6 —	65,1	$\frac{Cl92SO_48}{Na82Mg11Ca6}$
180 200 5082,1 97	8320 173,2 3	228 3,7 —	304	$\frac{Cl97SO_43}{Na92Mg7}$

отличалась еще более высокой культурой земледелия, доказательством чего служат остатки древней ирригационной сети и развалины сельскохозяйственных поселений.

3. Исфаханский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен в юго-западной части района. В центральной его части располагается цепочка песчано-солончаковых впадин, наиболее крупными из которых являются Гавханская и Лавермейданская. Средняя высота гор, представляющих внешнюю область питания бассейна, достигает 3000 м. Относительное превышение их над дном впадин более 1500 м. В северной части бассейна протекает крупная река Зайендеруд. По данным Исфаханского гидрологического управления, максимальный расход реки с марта по июнь 47 $м^3/с$, к августу он снижается до 3,5 $м^3/с$. В верховьях речная вода пресная, в низовьях солоноватая и соленая. Помимо названной реки во внешней области питания бассейна формируется еще множество небольших речек и ручьев, русла которых наполняются водой лишь в периоды выпадения атмосферных осадков и бо́льшую часть года являются сухими. В пониженных участках впадин располагаются озера Гавхуни, Лавермейдан и др. с соленой водой, часто пересыхающие.

В геологическом строении внешней области питания бассейна участвуют породы от палеозойских до неогеновых. Первые (кварциты, песчаники, глинистые сланцы, известняки) обладают небольшой мощностью и развиты в западной части бассейна, где выходят на поверхность в виде полосы, протягивающейся юго-восточнее г. Шахреза. В южной части бассейна широко распространены палеонтологически немые, очевидно, также древние метаморфические образования, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, мраморами и песчаниками. Мезозойские отложения наиболее широко развиты во внешней области питания бассейна. Состав и мощность их те же, что и во внешней области питания Ширазского бассейна. Палеогеновые отложения — известняки, мергели, конгломераты, местами с прослоями гипсов распространены только в южной части бассейна, их мощность 3000—3500 м. По восточной границе бассейна в хр. Кухруд широко развиты палеоген-неогеновые базальты, андезиты, дациты и их туфы, образующие толщу мощностью

до нескольких сотен метров. Помимо эффузивов в этом хребте наблюдаются выходы гранитных интрузий верхнего мела — неогена. В связи с малым количеством атмосферных осадков водоносность пород внешней области питания, по-видимому, слабая. Основные ресурсы подземных вод формируются здесь в речных долинах, выполненных аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями. В них образуются потоки грунтовых вод, залегающих на относительно небольшой глубине, пресных, гидрокарбонатных кальциевых и сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена узкой межгорной впадиной, разделяющейся погребенными поднятиями фундамента на несколько впадин более высокого порядка. Впадина выполнена континентальными неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые в предгорных частях ее местами выходят на поверхность. Миоцен представлен красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами мощностью более 1000 м; плиоцен — песчаниками, песками, галечниками, иногда с прослоями глин, мощностью более 500 м.

Воды неогеновых отложений не изучены. Однако И. О. Брод и др. («Нефтегазоносные бассейны...», 1965) на основании значительной мощности этих отложений указывают на возможную их нефтегазоносность. Это в свою очередь позволяет предполагать наличие в глубоких горизонтах неогена высокоминерализованных напорных и, вероятно, термальных подземных вод хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава.

Наибольший интерес в отношении скопления значительных ресурсов пресных подземных вод представляют четвертичные отложения. Для них характерно постепенное уменьшение размерности обломочного материала от периферической части впадины к ее центральной части. Уровень воды по выходе речных долин из гор находится на глубине 1—2 м, в направлении к центральной части впадины он сначала погружается на несколько десятков метров, а затем снова повышается, располагаясь неглубоко от поверхности земли. Вода добывается с помощью кяризов и шахтных колодцев. Дебиты их 1—10 л/с и, по-видимому, уменьшаются с удалением от гор. Дебиты колодцев в г. Исфахан и пос. Мобарек, вскрывших воду в этих отложениях на глубине 5—6 м, около 4 л/с.

Минерализация воды на участках, непосредственно прилегающих к внешней области питания, не превышает 1 г/л. Например, в Исфахане скважина глубиной 40 м забирает воду с минерализацией 0,7 г/л. По удалении от внешней области питания к центральной части впадины минерализация воды (по крайней мере первого от поверхности водоносного горизонта) резко возрастает. Гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый состав их изменяется на хлоридный натриевый.

Пополняются ресурсы во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна главным образом за счет потерь поверхностного стока, атмосферных осадков и конденсационной влаги. Разгружаются подземные воды в основном путем эвапотранспирации. Это привело к образованию в пониженных участках впадин огромных солончаковых площадей и высокой концентрации солей в ближайших к поверхности земли грунтовых и поверхностных озерных водах.

Для питьевого и хозяйственного водоснабжения используются воды четвертичных отложений. Наиболее обеспечена пресными водами северная часть бассейна, остальная территория его обеспечена слабо.

4. Йезд-Керманский артезианский бассейн

Этот бассейн также расположен в юго-западной части Ирано-Афганского района. На его площади находятся Бехрамабадская и Керманская межгорные впадины, разделенные невысокими отрогами Йезд-Керманской горной цепи. В районе г. Йезд в пустынной депрессии Кевир-Бафк впадины соединяются. Средняя высота гор, обрамляющих впадины, на западе, юге и востоке бассейна достигает 2500—3000 м, на севере не превышает 1500 м.

Реки бассейна — Руде-Немеки и Шураб — орошают соответственно Бехрамабадскую и Керманскую впадины.

Протерозойские и палеонтологически немые древние метаморфические образования мощностью до 1200 м развиты в северо-восточной части бассейна. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, мраморами, известняками, доломитами, песчаниками, конгломератами, эффузивами кислого состава и их туфами. Палеозойские отложения, главным образом известняки, доломиты, мергели и в значительно меньшем количестве песчаники и глинистые сланцы участвуют в строении хр. Кухбенан и Йезд-Керманской горной цепи. Их мощность 400—2500 м. Отложения мезозоя — известняки, доломиты, мергели, сланцы, песчаники, конгломераты, местами с горизонтами гипсов и пачками углей — широко распространены во внешней области питания, за исключением юго-западной ее части. В Йезд-Керманской горной цепи в составе мезозоя наблюдаются вулканогенно-кремнистые образования. Мощность отложений 1000—5000 м и более. На отложениях мезозоя в южной части бассейна несогласно залегают палеогеновые известняки, мергели, эффузивы среднего и основного состава, их туфы и туфопесчаники мощностью более 3000 м. В хр. Кухруд широко развиты палеоген-неогеновые базальты, андезиты, дациты и их туфы мощностью несколько сот метров. Интрузивные породы во внешней области питания известны в северной части хр. Кухбенан и в северо-западной части бассейна, где они слагают горный массив Лалезар и некоторые другие. Интрузии хр. Кухбенан сложены гранитами и гранодиоритами и предположительно относятся к докембрию — палеозою. Гранитоидные массивы северо-западной части бассейна верхнемеловые — неогеновые.

В зоне экзогенной и тектонической трещиноватости пород внешней области питания формируется слабоводоносный горизонт переменного гидродинамического режима и спорадического распространения. Питаемые водами этого горизонта родники имеют невысокие дебиты и пресную и слабосолоноватую воду сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого и сульфатно-хлоридного натриевого состава. Лишь родники, приуроченные к закарстованным известнякам или зонам тектонических нарушений, могут иметь высокие дебиты (например, у пос. Зейнелабад в южной части бассейна).

Впадины Бехрамабадская, Керманская и Кевир-Бафк представляют внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна. В основании осадочного чехла их залегает мощная (1000—2000 м) толща миоцена, сложенная переслаивающимися песчаниками, конгломератами, мергелями, гипсами. На этих породах залегают грубообломочные отложения плиоцена неустановленной мощности. Заканчивается разрез четвертичными пролювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиально-озерными и гравитационными образованиями.

Воды глубоких горизонтов чехла не изучены. Однако присутствие в нем хемогенных осадков и затрудненный водообмен позволяют предполагать, что здесь формируются напорные высокоминерализованные, вероятно, термальные

воды сульфатно-хлоридного и хлоридного натриево-кальциевого состава. Пьезометрические уровни водоносных горизонтов в ряде пунктов будут устанавливаться выше поверхности земли, однако едва ли следует ожидать высоких дебитов скважин. Из четвертичных отложений наибольший интерес в отношении водопосности представляют пролювиальные и аллювиально-пролювиальные образования предгорных шлейфов и конусов выноса. Воду из них добывают с помощью кяризов, колодцев и скважин. Кяризы построены вблизи подножий горных хребтов. Дебиты их в северной части бассейна, где выпадает меньше атмосферных осадков, чем в южной, не превышают 5—6 л/с, а в южной при длине около 30 км (г. Бояз) достигают 150 л/с. Дебит кяриза в пос. Фетхабад, по данным Туллстрома, 45 л/с, в пос. Ахмадабад, в 28 км северо-западнее г. Рефсенджан, 55 л/с. Воды четвертичных отложений вскрыты скважинами глубиной 10—100 м в центральной части Керманской впадины в районе пос. Зеренд. Дебиты их 6—70 л/с, минерализация 0,4—4 г/л. Состав пресных вод преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, более минерализованных хлоридно-сульфатный натриевый. Минерализация воды увеличивается по мере движения от внешней области питания к внутренней.

Пополняются ресурсы подземных вод во внутренней области питания за счет воды, поступающей со стороны внешней области питания, атмосферных осадков, конденсационной влаги и потерь поверхностного стока, который по выходе речных долин из гор быстро поглощается грубообломочным материалом предгорных шлейфов и конусов выноса. Разгружаются подземные воды четвертичных отложений путем эвапотранспирации, в результате чего в понижениях рельефа впадин, где эти воды залегают неглубоко от поверхности земли, сформировались обширные солончаковые пространства.

Для питья и хозяйственного водоснабжения используются преимущественно воды четвертичных отложений. Лучше обеспечена пресными водами южная часть бассейна.

5. Деште-Кевирский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен в северной части района. Внешняя область питания его на севере представлена Эльбурсскими и Нишапурскими горами, на востоке и юго-востоке — хр. Кухе-Сорх и Тебесскими горами, на западе и юге соответственно хр. Гугерд и отрогами Средне-Иранских гор. Между этими горами, поднимающимися до 2000—3000 м выше уровня моря, располагается огромная (около 100 тыс. км²) Деште-Кевирская пустыня, наиболее низкая абсолютная отметка поверхности которой находится на высоте 800 м. Пустыня представляет собой слабо расчлененную равнину, полого наклоненную к центральной части бассейна. С поверхности она сложена глинами и характеризуется почти повсеместно развитием пухлых солончаков, содержание солей в которых достигает 22%.

Во внешней области питания бассейна метаморфические образования докембрия — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, песчаники — известны в хр. Биналуд, в горах Беязне (Бнабанан) и в предгорьях Эльбурса. Палеозойские известняки и доломиты установлены в Эльбурсских, Нишапурских и Тебесских горах. Мезозойско-триасовые, юрские и меловые отложения наиболее широко распространены во внешней области питания бассейна. Триасовые отложения — переслаивающиеся известняки, песчаники, доломиты и сланцы — мощностью около 1000 м наблюдались в Тебесских горах. Юрские отложения кроме Тебесских гор развиты в Эльбурсском и Нишапурском хреб-

тах. Нижне- и среднеюрские образования представлены песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами, углями и кварцитами с прослоями известняков мощностью 1000—4000 м, верхнеюрские — главным образом известняками мощностью 500—1000 м. Меловые отложения, наблюдавшиеся в горах южной и восточной частей бассейна, сложены известняками и мергелями, иногда с прослоями гипса. Мощность их, по-видимому, превышает 2000 м. На отложениях мезозоя резко несогласно залегают палеогеновые (эоценовые) вулканогенно-осадочные образования — средние и основные эффузивы, туфы, туффиты и туфопесчаники с прослоями известняков — мощностью до 3000 м, развитые в предгорных районах на севере и востоке бассейна. На северо-востоке последнего распространены верхнемеловые — палеогеновые граниты, слагающие хр. Джагатай.

Все породы внешней области питания в различной степени метаморфизованы и дислоцированы, в них широко развиты разрывные нарушения. Они, очевидно, питают здесь многочисленные родники, дающие начало небольшим ручьям и речкам. Об этом свидетельствуют относительно широко развитая мелкая гидрографическая сеть, формирующаяся в горах внешней области питания, особенно в северной и северо-восточной частях бассейна, а также большое число населенных пунктов, расположенных в предгорьях. По-видимому, наиболее водоносны известняки, особенно закарстованные. Из них могут выходить родники с дебитами до десятков литров воды в секунду при наиболее распространенном дебите родников, получающих питание из других пород, не более 1 л/с. Вода пресная, гидрокарбонатная кальциевая и сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена крупной Дешт-Кевирской впадиной. Осадочный чехол ее сложен слабодислоцированными отложениями мезозоя и кайнозоя, по составу не отличающимися от соответствующих образований внешней области питания. На большой глубине в этих отложениях, очевидно, формируются напорные термальные высокоминерализованные воды хлоридного натриевого, натриево-кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Учитывая высокое положение внешней области питания, можно думать, что пьезометрические уровни этих вод будут подниматься значительно выше поверхности земли.

Верхняя часть разреза осадочного чехла сложена миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями. В составе миоценовых отложений мощностью 5000—6000 м выделяются две толщи. Нижняя состоит из переслаивающихся мергелей, известняков, сланцев и песчаников, среди которых встречаются прослои, линзы и пласты гипса и каменной соли, образующей многочисленные соляные купола, особенно широко развитые в северо-западной части бассейна. Верхняя представлена песчаниками, сланцами, мергелями и конгломератами и значительно меньше засолена. По наблюдениям Хубера (Huber, 1961), на южных склонах Эльбурса глинистые конгломераты и песчаники слаботрещиноваты и характеризуются низкой водопроницаемостью. Дебиты водопунктов невысокие. Как и в нижележащих толщах палеогена и мезозоя, в глубоких горизонтах миоцена, несомненно, будут встречены напорные высококонцентрированные термальные воды хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава с различными микрокомпонентами. Очевидно, с этими водами связан родник, находящийся в районе с. Малюман, приуроченный к гипсоносным отложениям и имеющий горько-соленую воду с высоким содержанием брома. Лишь закарстованные известняки и зоны тектонических

нарушений высоководоносны. По-видимому, к одному из таких участков приурочен родник в г. Торуд с дебитом 1340 л/с.

Плиоценовые отложения характеризуются более грубым составом и, очевидно, более высоководоносны. В предгорьях Эльбурса, к северо-востоку от г. Шахруд, к этим отложениям приурочен родник с дебитом около 6 л/с, вода пресная. Дебиты шахтных колодцев юго-восточнее этого города около 1 л/с, но вода соленая и залегает на глубине 6—14 м. Соленая вода и в роднике, находящемся в с. Кахек, расположенном южнее северной оконечности хр. Джагатай; дебит его 0,03 л/с.

Как и в других артезианских бассейнах района, наиболее водоносны здесь, вероятно, четвертичные отложения. Мощность их огромна, а состав разнообразен. Наряду с терригенными в них широко развиты галогенные образования, особенно в озерных отложениях. Лишь аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиальные накопления, выполняющие речные долины и слагающие конусы выноса, лишены соляных залежей и в них, как правило, формируются пресные или слабосолоноватые воды, широко используемые для водоснабжения. Добыча воды осуществляется главным образом в периферической части бассейна с помощью кяризов, особенно много их в предгорьях Эльбурсского и Нишапурского хребтов. Дебиты кяризов варьируют в значительных пределах. В г. Шахруд дебиты кяризов 75 и 278 л/с; дебит кяриза, на котором основано водоснабжение г. Нишапур, достигает 500 л/с. В г. Себзевар, расположенном у подножия хр. Джагатай, два кяриза с дебитами 25 и 167 л/с; дебит кяриза, построенного для водоснабжения с. Кахек, 42—55,5 л/с. Наиболее распространенные дебиты 1—15 л/с. Некоторые данные об анионном составе воды четвертичных отложений бассейна приведены в табл. 25.

Таблица 2

Местоположение	Тип водопункта	Температура воды, °С	pH	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв			Примерная минерализация, г/л
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
15 км западнее г. Джаджерм	Родник	—	—	532 1,5 45	84,5 1,8 55	Нет — —	0,2
Город Шахруд	Кяриз	15	—	63,4 1,9 29	67,2 1,4 21	158,5 3,3 50	0,4
Город Себзевар	»	20	8,5	78,0 2,2 19	100,9 2,1 18	345,8 7,2 63	0,7
Село Шеш-Кухан	»	—	8,2	365,2 10,3 70	— — —	216,1 4,5 30	0,

Здесь встречаются сульфатно-хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные воды. Главными катионами являются, по-видимому, натрий и кальций, содержащиеся в переменных количествах.

От периферии к центральной части Деште-Кевирской впадины минерализация воды четвертичных отложений возрастает от долей грамма до нескольких сотен граммов на литр.

Питание бассейна осуществляется главным образом со стороны Эльбурского и Нишапурского хребтов, расположенных на севере бассейна. Именно здесь формируются основные ресурсы пресных подземных вод, которые на какое-то расстояние от внешней области питания проникают во внутреннюю область, а затем постепенно преобразуются в солоноватые и соленые воды и рассолы. Это определяет и размещение населенных пунктов, которые сосредоточены преимущественно в этой части бассейна.

6. Немек-Намакзарский артезианский бассейн

Этот бассейн расположен на севере описываемого района. Внутренняя область питания и накопления подземных вод его представлена межгорной впадиной, в которой располагается оз. Намакзар, а внешняя — горными хребтами, обрамляющими ее. Здесь имеется одна более или менее крупная река — Руде-Шур, впадающая в названное озеро, которое представляет собой мелкий водоем с меняющимися очертаниями и высокоминерализованной (более 330 г/л) водой хлоридного натриевого состава (Livingstone, 1963).

В строении внешней области питания участвуют палеозойские, мезозойские и палеогеновые отложения. Палеозойские (преимущественно известняки) и триасовые отложения (переслаивающиеся известняки, песчаники и доломиты) мощностью более 1000 м установлены в Тебесских горах, расположенных в западной части бассейна. На этих породах залегают отложения юры, распространенные в Тебесских и Келатских горах, их мощность до 2000 м, внизу залегают песчаники и сланцы, а вверху — известняки. Меловые отложения, представленные известняками и мергелями, развиты в хребтах Кухе-Сорх на северо-западе бассейна и Кайен — в его южной части. Породы палеогена — известняки и вулканогенные образования мощностью до 3000 м — широко распространены во всех частях внешней области питания. Водоносность пород последней в общем невысокая: дебиты водопунктов, по-видимому, не превышают 1—2 л/с, а каптирующих воду закарстованных известняков достигают нескольких десятков литров в секунду. Вода, вероятно, пресная сульфатно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена неогеновыми и четвертичными отложениями. Миоценовые отложения мощностью несколько тысяч метров состоят из песчаников, сланцев, мергелей, известняков с прослоями и линзами гипса и каменной соли, особенно многочисленными в нижней части разреза. Породы слабопроницаемы, поэтому можно ожидать, что дебиты водопунктов будут невысокими. Воды высокоминерализованы, термальные, режим напорный, состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. Плиоценовые отложения представлены гравелитами, песчаниками, глинами, алевролитами и мергелями. Хотя водоносность их, как и миоценовых, не изучена, можно полагать, что она более высокая, так как состав водовмещающих пород этих отложений более грубый, чем миоценовых. Формирующаяся в них вода напорная хлоридная натриевая, но менее минерализованная, чем в миоцене. В краевой части внутренней области питания в этих отложениях, возможно, формируются пресные или слабосолоноватые воды.

Из четвертичных отложений, слагающих верхнюю часть осадочного чехла бассейна, важное практическое значение имеют воды аллювиально-пролю-

виальных образований, добываемые с помощью кяризов, шахтных и буровых колодцев. Дебит кяриза протяженностью около 30 км, построенного для водоснабжения г. Гонабад у северного подножия хр. Келат, 100 л/с. Имеются сведения, что кяриз в районе пос. Кашмер в северо-западной части бассейна вскрывает солоноватую воду. Однако скважина, вскрывшая здесь, по-видимому, более глубокие горизонты, дает пресную воду. Пресную воду из аллювиально-пролювиальных отложений добывают также в г. Торбете-Хейдерие. С удалением от предгорий к центру впадины минерализация воды увеличивается при одновременной смене гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава на хлоридный натриевый.

Бассейн получает питание главным образом со стороны высоких хребтов Кухе-Сорх и Бахерзи на севере, Келат и Кайен на юге. Низкие западные и восточные горы, а также атмосферные осадки вследствие их незначительности и высокой испаряемости существенного значения в питании не имеют.

7. Деште-Лутский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает центральную часть района. Горные сооружения, представляющие внешнюю область его питания, на северо-востоке поднимаются до 2850 м (гора Годаре-Омми), а на юго-западе до 3992 м (гора Секонджс). Резко преобладающую часть бассейна, совпадающую с внутренней областью питания, занимает пустыня Деште-Лут. Это самая сухая пустыня Иранского нагорья, расположенная на высоте 600 м над уровнем моря, или примерно на 200 м ниже пустыни Деште-Кевир. В восточной части пустыни располагаются огромные (до 300 км^2) массивы песков с подвижными дюнами высотой до 200 м. В пустыне довольно много также пересыхающих озер. Наиболее значительное из них — Немекзар в западной части ее. Сравнительно крупные реки бассейна — Руде-Шур в его западной части и Шургез в южной. В верховьях вода рек пресная гидрокарбонатная, в низовьях — соленая.

В строении внешней области питания бассейна основная роль принадлежит осадочным, вулканогенно-осадочным и вулканогенным образованиям мезозоя и палеогена, а также кайнозойским основным эффузивам. Мезозойские отложения мощностью несколько километров широко развиты в горных сооружениях западной части и меньше на юге бассейна. В первом районе они представлены известняками, доломитами, мергелями, реже песчаниками, сланцами, глинами, конгломератами, гипсами и каменной солью, образующими небольшие прослои и линзы; в горах южного обрамления бассейна — радиоляритами, кремнистыми сланцами, амфиболитами, порфиритами и диабазами. Палеоген представлен в восточной части внешней области питания средними и основными эффузивами, туфами, туффитами, туфопесчаниками и прослоями известняков, в горах юго-восточной части бассейна — эффузивно-осадочными образованиями (переслаивающиеся песчаники, сланцы, средние и основные эффузивы, туфы, известняки). Мощность толщи достигает 3000 м. Кайнозойские эффузивы, широко развитые в горных сооружениях южной части бассейна, принадлежат двум фазам излияний. С ранней (палеоген — неоген) фазой связаны андезиты, их туфы и агломераты, образовавшие толщу мощностью несколько сот метров; с более поздней (четвертичной) фазой — значительные базальтовые покровы и несколько высоко поднимающихся над ними крупных вулканических конусов в хр. Шахсеваран и на плоскогорье Серхед. Гранитоидные интрузии верхнего мела — неогена слагают небольшие массивы в южной части бассейна.

В связи с исключительно малым (до 100 мм) количеством осадков естественные водопроявления, в том числе и во внешней области питания, встречаются редко. Дебиты родников, по-видимому, не превышают долей литра в секунду. Лишь в зонах разломов и в закарстованных известняках встречаются обводненные зоны и связанные с ними родники с более значительным дебитом. Наряду с пресными в некоторых родниках вода, вероятно, солоноватая. В летний период, когда на территории бассейна осадки не выпадают, малодебитные родники прекращают функционировать.

Осадочный чехол Деште-Лутской впадины сформировался на цоколе срединного массива. Впадина с запада, северо-востока и востока обрамлена глубинными разломами и заполнена мощной толщей слабодислоцированных отложений мезозоя и кайнозоя. Состав мезозойских и палеогеновых отложений аналогичен составу их во внешней области питания. В этих отложениях, по-видимому, формируются термальные высоконапорные воды, пьезометрический уровень которых при вскрытии водоносных горизонтов будет устанавливаться значительно выше поверхности земли. Воды хлоридные натриевые и натриево-кальциевые, в зонах разломов, возможно, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, из газов присутствуют главным образом метан, реже сероводород. Водоносность пород, вероятно, слабая, за исключением карбонатных разностей. Залегающие выше мощные толщи миоцена и плиоцена также, очевидно, слабоводоносны. В связи с наличием гипсоносных и соленосных пачек воды высокоминерализованы и по концентрации растворенных солей приближаются к крепким хлоридным натриевым и натриево-кальциевым рассолам. Воды напорные, возможно, термальные.

Четвертичные отложения мощностью более 200 м состоят из песчано-гравийно-галечниковых образований, суглинков, супесей, илов, глин и лёссовидных пород аллювиально-пролювиального, пролювиально-озерного, озерного и эолового генезиса. Для водоснабжения используются главным образом грунтовые воды аллювиально-пролювиальных отложений, добываемые с помощью кяризов и шахтных колодцев. Дебиты кяризов, очевидно, несколько литров в секунду, шахтных колодцев не превышают 1 л/с. Вода пресная гидрокарбонатная, на некоторых участках слабосолоноватая сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатная. Пресные воды можно встретить также в эоловых песках, где они образуют небольшие линзы, сформировавшиеся на соленых водах. В остальных генетических типах четвертичных отложений вода солоноватая и соленая хлоридно-натриевая. В связи со значительной мощностью четвертичных отложений не исключено, что в них имеется несколько напорных водоносных горизонтов, разделенных пачками глин и илов.

Бассейн характеризуется односторонним питанием, происходящим со стороны хребтов Кухбенан и Джебальбарез, расположенных в его западной части. Атмосферные осадки внутренней области питания из-за малого количества и высокой сухости воздуха существенной роли в питании бассейна не играют.

8. Джезмурианский артезианский бассейн

Этот небольшой (около 70—80 тыс. км^2) бассейн расположен в самой южной части района. Между горными сооружениями, представляющими внешнюю область его питания, располагается крупная межгорная Джезмурианская широтная впадина, являющаяся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна. Грунты ее в целом менее засолены, чем в других впадинах Иранского нагорья. В восточной и юго-восточной частях впадины

находится довольно крупный массив эоловых песков. Относительно большое количество атмосферных осадков (от 200 мм в центральной части впадины до 400—500 мм в горах) обусловливает формирование относительно густой речной сети. Наиболее крупные реки — Хелильруд на западе и Бемпур на востоке. В центральной части впадины располагается слабосолоноватое оз. Джезмуриан, временами пересыхающее.

Наиболее древними породами внешней области питания являются условно докембрийские метаморфические образования — гнейсы, кристаллические сланцы, андалузиты и амфиболиты. Палеозойские отложения сложены известняками и доломитами, а мезозойские — известняками, кремнистыми сланцами и радиоляритами, чередующимися со средними и основными эффузивами. Палеоген мощностью более 3000 м представлен флишем — переслаивающимися пестроцветными сланцами и песчаниками. В северной части бассейна широко развиты андезиты, базальты, агломераты и туфы палеогена — неогена, а также основные четвертичные эффузивы. Здесь находится также несколько массивов гранитоидных интрузий верхнего мела — неогена и неустановленного возраста. Отложения миоцена, пользующиеся некоторым развитием во внешних областях питания, обладают значительной мощностью и состоят из песчаников и сланцев с линзами известняков.

Во внешней области питания на западе бассейна, где выпадает наибольшее количество осадков, имеется, очевидно, много родников. Наиболее значительны родники, получающие питание из закарстованных известняков. Дебиты их могут достигать нескольких десятков литров воды в секунду. Дебиты родников, выходящих из других пород, значительно меньше (обычно 1—2 л/с). По направлению на восток вследствие уменьшения количества осадков число родников постепенно сокращается, дебиты их уменьшаются. Родниковая вода гидрокарбонатная или сульфатно-гидрокарбонатная, смешанная по катионам. Родники с солоноватой водой хлоридно-сульфатного или сульфатно-хлоридного натриевого состава могут быть встречены в восточной части внешней области питания.

Джезмурианская впадина выполнена неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые представлены переслаивающимися глинами, мергелями, песчаниками и конгломератами, очевидно, весьма значительной мощности. В глубоких горизонтах, по-видимому, будут вскрываться напорные высокоминерализованные, возможно, термальные воды хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава. Однако водоносность пород не должна быть высокой, хотя во многих пунктах пьезометрический уровень будет устанавливаться выше поверхности земли. Четвертичные отложения мощностью более 100 м состоят из тех же генетических типов, что и в других бассейнах района, и характеризуются высокой водоносностью. Как отмечает М. П. Петров (1955), в предгорьях к ним приурочено значительное количество родников с пресной водой. Грунтовые воды вскрываются здесь колодцами на небольшой глубине, далее от зоны предгорий к центру впадины уровень их сначала погружается на некоторую глубину, а затем снова приближается к поверхности земли. Минерализация воды постепенно возрастает в том же направлении, при этом состав из гидрокарбонатного кальциевого преобразуется в хлоридный натриевый. Дебиты водопунктов, расположенных в предгорьях, достигают, очевидно, нескольких литров в секунду. По мере удаления от внешней области питания и изменения состава вмещающих пород дебиты их будут уменьшаться.

В целом поверхностные и грунтовые воды Джезмурианского бассейна засолены значительно слабее, чем других бассейнов района. По мнению

М. П. Петрова (1955), это объясняется тем, что бассейн стал замкнутым в недавнем геологическом прошлом. До этого реки Хелильруд и Бемпур, сливаясь, прорывались на юго-запад к Оманскому заливу. В настоящее время подземные воды бассейна разгружаются только путем испарения.

9. Южно-Афганский артезианский бассейн

Этот крупный бассейн занимает всю северо-восточную часть района. С запада он обрамляется Восточно-Иранскими горами, на севере и северо-востоке — южными отрогами Гиндукуша и Средне-Афганскими горами, на востоке — хребтами Джадрен, Охнак, Шинкай, Тобакакар и Брагуй и, наконец, на юге — хребтами Кечекух, Чагай и Раскох. Перечисленные горы и хребты образуют внешнюю область питания бассейна. Между ними расположена крупная межгорная Южно-Афганская впадина, являющаяся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна. Равнинная поверхность на северо-западе впадины представляет собой глинисто-щебнистую пустыню Дашти-Марго, а на юго-западе — песчаную пустыню Регистан. В самой низкой западной части расположена область Систан, к которой приурочена система озерных водоемов, лишенных четких границ и характеризующихся частыми и резкими колебаниями уровня воды. В богатые осадками годы вода в озерах становится слабосолоноватой или пресной, в засушливые значительно осолоняется. Из этих озер эпизодически происходит сток в расположенное южнее оз. Гауди-Зирра с весьма высокоминерализованной водой. В озера Систана с востока впадают реки Гильменд, Хашруд, Фарахруд и Харутруд. Многочисленные и сильно разветвленные притоки их образуют густую сеть в северо-восточной части бассейна. На западе и юге речная сеть сильно разрежена. Наиболее значительны, хотя и маловодны, реки Шурруд и Фехруд (Пуляркин, 1964; Шульц, 1968). Речные воды северо-восточной части бассейна пресные, в верхнем и среднем течении минерализация их 0,2—0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый или кальциево-магниевый.

Наиболее древними образованиями во внешней области питания являются протерозойские и палеозойские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы, известняки, алевролиты, песчаники и другие породы. Мезозой представлен образованиями всех систем. Сравнительно ограниченно распространены триасовые отложения (преимущественно известняки и глинистые сланцы), известные в восточной части бассейна. Более широко развиты юрские и меловые породы. Первые мощностью до 3000 м сложены глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами с прослоями углей. Меловые отложения преимущественно терригенные. Нижний мел сложен красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями гипса, верхний — песчаниками, сланцами туфогенными породами, местами известняками. В целом для мезозойских отложений характерно преобладание терригенных образований и подчиненное развитие карбонатных. С угловым несогласием отложения мезозоя перекрываются мощной (до 3000 м) терригенной толщей палеогена флишевого типа, содержащей много вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. На северо-востоке и юго-западе бассейна довольно много массивов гранитов верхнемелового — неогенового возраста, а также полей кайнозойских эффузивов (андезитов, базальтов, дацитов и их туфов).

По степени относительной водоносности пород и составу вод северная и восточная части внешней области питания резко отличаются от западной и южной. На севере и востоке бассейна сильная расчлененность рельефа и

большое количество осадков обусловливают наличие многочисленных родников, дающих начало густой речной сети. Наиболее водоносны здесь известняки, питающие родники с дебитами 5—400 л/с. Так, в дер. Гаррари в 50 км севернее г. Калат дебит родника 84 л/с, в районе г. Кветта дебит родника Кханак, приуроченного к зоне разлома в юрских известняках, 324 л/с (Ullah, 1952). Особенно крупные родники (дебиты 3000—7200 л/с), выходящие из известняков пермо-триаса, наблюдались В. В. Куренным, В. И. Белянкиным, Г. Дж. Атан и Г. Айдар-ханом в районе среднего течения р. Гильменд. Некарбонатные породы во внешней области питания, как правило, сильнометаморфизованы и слабоводоносны. Дебиты родников обычно не превышают 1—2 л/с, чаще — доли литра в секунду. Редкие родники с большими дебитами связаны здесь, очевидно, с тектоническими нарушениями. Например, группа родников в районе г. Нушки в юго-восточной части бассейна с суммарным дебитом 450 л/с приурочена к серии сбросов в глинистых сланцах и песчаниках.

Широко распространены в северной и восточной частях бассейна грунтовые воды аллювиальных отложений. Они залегают на глубине 1—2 м и часто питают родники с дебитами 1—18, реже до 40 л/с. Дебиты кяризов, построенных в речных долинах, обычно 3—10 л/с. Например, в долине р. Кветта-Лора суммарный дебит 40 кяризов 336 л/с; дебиты нескольких скважин 5,8—15,9 л/с (Crookshank, 1950).

Минерализация воды северной и восточной частей внешней области питания 0,2—0,7 г/л, состав гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый и кальциево-натриевый. В западной и южной частях ее в связи с небольшим количеством осадков родники встречаются редко, дебиты обычно невысокие и летом они, очевидно, пересыхают. Сравнительно высоководоносны здесь лишь аллювиальные отложения. Так, в районе г. Захедан дебиты колодцев 1—17,4 л/с; скважина, пробуренная до глубины 20,4 м и вскрывшая воду на глубине 19,2 м, дала приток 6,3 л/с. Минерализация воды 1—2, иногда до 8 г/л, состав воды с минерализацией более 2 г/л хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый и натриево-кальциевый, а 1—2 г/л — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Южно-Афганская впадина расположена на цоколе срединного массива и выполнена мощной толщей отложений мезозоя и кайнозоя. Мезозойские и палеогеновые отложения ее, очевидно, аналогичны одновозрастным отложениям внешней области питания. Водовмещающими являются горизонты известняков, конгломератов и песчаников. В глубоких горизонтах этих отложений формируются напорные термальные и высокоминерализованные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды, возможно, с иодом, бромом, литием и другими микрокомпонентами.

Залегающая выше мощная толща неогеновых отложений имеет терригенный состав и включает, очевидно, гипсоносные и соленосные пачки. Эти отложения слабоводоносны. К глубоким горизонтам их приурочены напорные термальные высокоминерализованные воды. По аналогии с Верхне-Амударьинским бассейном можно предполагать, что в северной и восточной краевых частях впадины минерализация воды не превышает 10 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, в центральной минерализация возрастает до нескольких сотен граммов на литр, а состав становится хлоридным натриево-кальциевым.

Четвертичные отложения мощностью до 250 м представлены различными по генезису галечниками, гравием, песками, супесями, суглинками и глинами. Вода залегает на глубине нескольких метров в предгорьях и 20 м и глубже

в центральной части впадины. Например, в районе г. Кандагар она встречена на глубине 2 м, а в г. Фарах — 20 м. Вода добывается преимущественно с помощью кяризов, большая часть которых сооружена в предгорных районах. По мере удаления от гор глубина заложения их постепенно возрастает и достигает 50 м и более. Средняя длина кяризов 2—3 км, но некоторые из них тянутся на десятки километров. Поступление воды в кяризы происходит довольно равномерно, но все же зависит от выпадения осадков. Дебиты отдельных кяризов превышают 2,5 м³/с, наиболее распространенные 10—100 л/с (Пуляркин, 1964; Ежов, 1969).

Для вод четвертичных отложений установлена горизонтальная зональность в изменении их состава и минерализации. Гидрохимические зоны во впадине располагаются асимметрично. В северной и восточной частях ее развиты слабоминерализованные (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые воды. По мере удаления от предгорий они сменяются более минерализованными сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными натриево-кальциевыми, а затем хлоридными натриевыми водами с минерализацией в несколько десятков граммов на литр. На участках, примыкающих к западной и южной частям внешней области питания, зона пресных вод, по-видимому, имеет незначительные размеры, а возможно, и полностью выклинивается; зона солоноватых вод здесь также менее развита, чем на севере и востоке.

Во внешней области питания, особенно в северо-восточной части бассейна, наблюдаются многочисленные выходы минеральных источников, приуроченных к зонам разрывных нарушений. По данным В. В. Куренного, В. И. Белянина, Г. Дж. Атап и Г. Айдар-хана, здесь развиты холодные и термальные углекислые воды разного состава и минерализации, а также азотные маломинерализованные термы.

Весьма большой интерес представляют практически не изученные воды глубоких горизонтов внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна. Очевидно, они имеют высокую температуру, минерализацию, хлоридный натриевый состав и содержат бор, бром, йод, стронций и другие микрокомпоненты.

Для питья и хозяйственного водоснабжения используют в основном воды четвертичных отложений. Сравнительно хорошо обеспечены пресными водами северная и восточная части бассейна, в западной, южной и центральной частях число водопунктов с пресной водой невелико.

10. Харанский артезианский бассейн

Бассейн занимает крайнюю юго-восточную часть района. На севере граница его проходит по водоразделам хребтов Кечекух, Чагай и Раскох, на востоке и юге — по Центральному Макранскому хребту и, наконец, на западе — по хр. Бирг и водоразделу плоскогорья Серхед. Средняя высота этих горных сооружений, представляющих внешнюю область питания бассейна, 1500—2500 м. Между ними располагается межгорная Харанская впадина, являющаяся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна. Часть поверхности впадины, лежащая на высоте около 500 м, покрыта закрепленными и движущимися песками. Небольшое количество осадков (100—200 мм) наряду с резким преобладанием равнинной поверхности обусловили слабое развитие здесь речной сети. Реки, наиболее крупными из которых являются Талаб и Машкель, лишены круглогодичного стока. В пониженных

участках впадины располагаются озера, периодически наполняющиеся соленой водой.

Внешняя область питания бассейна сложена отложениями мезозоя и кайнозоя. Породы триаса, юры и нижнего мела — известняки, мергели, песчаники, сланцы, реже конгломераты и гравелиты — мощностью в несколько тысяч метров развиты в восточной части бассейна. Отложения верхнего мела — палеоцена — кремнистые известняки, сланцы и радиоляриты — мощностью, по-видимому, более 2000 м широко распространены на севере и западе бассейна. Олигоцен-нижнемиоценовые отложения мощностью несколько тысяч метров сложены чередующимися сланцами, песчаниками, лавами и туфами с редкими линзами и прослоями известняков. Отложения сильнодислоцированы и образуют системы широтных и меридиональных складок, осложненных многочисленными разрывными нарушениями.

В северной и северо-западной частях бассейна расположено несколько крупных четвертичных вулканов, состоящих из базальтов, андезитов, дацитов, туфов и туфобрекчий.

Во внешней области питания грунтовые воды залегают в трещинах пород на глубине до 20 м и более. Дебиты колодцев, каптирующих воды мезозойских сланцев и песчаников, 0,1—2,3, чаще 0,3—0,4 л/с (Kazmi, 1951). С разновозрастными известняками, слагающими восточную часть внешней области питания в пределах плато Калат, связаны выходы карстовых родников с дебитами 10—100 л/с. Значительно обводнены также зоны разломов. Водоносность кайнозойских эффузивов весьма непостоянна. Так, у северо-восточного подножия вулканического массива Тефтан в окрестностях пос. Ладиз известна группа родников, выходящих из четвертичных, по-видимому, аллювиально-пролювиальных отложений, но питающихся водами базальтов. Дебит родников превышает 1700 л/с, вода солоноватая, но с помощью водовода подается для водоснабжения г. Мирджава. Некоторые поля молодых базальтов, вероятно, полностью сдренированы и не содержат подземных вод. Так, А. Казми (Kazmi, 1951) отмечает отсутствие родников на южном склоне хр. Чагай, сложенном четвертичными базальтами. Минерализация воды в породах внешней области питания, очевидно, не превышает 3 г/л, состав гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Харанская впадина выполнена мощной толщей отложений мезозоя и кайнозоя. Первые, а также отложения палеогена и неогена в целом, очевидно, аналогичны одновозрастным образованиям, слагающим другие бассейны района. В них формируются, по-видимому, напорные высокоминерализованные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды. Вероятно, они имеют высокую температуру, особенно в глубоких горизонтах, и содержат бор, бром, иод, стронций, литий.

Широко развитые во впадине четвертичные образования представлены песчано-гравийно-галечниковыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными, песчано-глинистыми озерными и песчаными эоловыми отложениями. Их мощность до 100—150 м. Наиболее водоносны аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения. Колодцы в русловом аллювии вскрывают воду на глубине 4—20 м. Дебиты их 0,1—3, в среднем 0,2—0,3 л/с. Дебиты скважин от долей до 60 л/с, обычно не более 10 л/с (Kazmi, 1951). Воды конусов выноса и делювиальных шлейфов эксплуатируются многочисленными кяризами. Дебиты их от десятых долей до сотен литров воды в секунду, в среднем около 10—20 л/с (Kazmi, 1951; Ullah, 1952). Так, дебиты двух кяризов, расположенных к северу от г. Далбандин, составляют по 15 л/с (Crookshank, 1950). В предгорьях

воды слабоминерализованы, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. По мере удаления от внешней области питания минерализация их быстро возрастает, состав изменяется на хлоридный натриевый. Например, несколько скважин, расположенных в поселках вдоль железной дороги Кветта — Мирджава (на участке Далбандин — Мирджава), вскрывают соленые воды. Аналогичные (непригодные для питья воды) встречены на глубинах 13,5; 65,4 и 72,4 м в г. Нокконди.

Как видно из приведенных (хотя и скудных) сведений о подземных водах, бассейн слабо обеспечен пресными водами. Наиболее благоприятные участки для получения пресных или слабосолоноватых, но пригодных для питья и орошения земель вод располагаются в поле развития известняков, а также в речных долинах, выполненных аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями, ближе к внешней области питания бассейна.

VII. ПРИБАЛХАШСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район вытянут с северо-запада на юго-восток примерно на 1400 км. Около 80% его площади занимают равнинные или слабо всхолмленные пространства Тенгиз-Кургальджинской, Балхашской и Иссык-Кульской впадин и лишь 20% приходится на горы Джунгарского Алатау, Центрального Тянь-Шаня, Чингиз-Тау и др., обрамляющие район и служащие внешними областями питания входящих в его состав артезианских бассейнов. На площади района располагается шесть бассейнов: Тенизский, Балхашский, Алакольский, Илийский, Иссык-Кульский и Текесский.

1. Тенизский артезианский бассейн

Бассейн занимает одноименную наложенную впадину вместе с обрамляющими ее горами и находится на северо-западе района.

Докембрийские и нижнепалеозойские образования выходят в ядрах антиклинальных структур на площади Сарысу-Тенизского водораздела на юге внешней области питания. Первые представлены гнейсами, порфиритами, амфиболитами, кварцитами, сланцами, мраморами, песчаниками и конгломератами. Породы прорваны интрузиями преимущественно гранитоидного состава. На докембрии с резким угловым несогласием залегают отложения нижнего палеозоя — сланцы, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, известняки, основные эффузивы и их туфы. В силуре преобладают песчаники, затем филлиты, известняки, порфириты и порфиры. Выше также с резким несогласием залегает эффузивно-осадочный комплекс нижнего и среднего девона — порфириты, порфиры, туфы, красноцветные конгломераты и песчаники. Еще выше располагаются отложения верхнего девона — красные песчаники, алевролиты и конгломераты, сменяющиеся известняками. Нижнекарбоновые отложения представлены преимущественно известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами и углями. Верхний палеозой сложен мощной толщей красноцветных и сероцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых в верхнем карбоне отмечаются пласты мергелей, а в верхней перми — известняков.

Юрские терригенные угленосные образования установлены в Карагандинском прогибе. Палеоген и неоген представлены главным образом глинами с прослоями и линзами разнозернистых и глинистых песков, местами гипсов и ангидритов. Сравнительно широко распространены нерасчлененные верхненеогено-

вые — нижнечетвертичные отложения — глины, суглинки, пески, песчаники и супеси, а в погребенных долинах — песчано-гравийно-галечниковые накопления. Четвертичные отложения внешней области питания — элювиальные, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные, пестрого состава и сравнительно небольшой мощности.

В метаморфизованных докембрийских образованиях воды приурочены к верхней трещиноватой зоне мощностью 50—70 м и к зонам разрывных нарушений, прослеживающимся в глубину на сотни метров. Водоносность пород неравномерная. Удельные дебиты скважин от сотых долей до 1—2 л/с, примерно такие же дебиты родников. Наиболее значительные дебиты (до 5—6 л/с) у родников, выходящих на контакте пород разного состава, а также приуроченных к разрывным нарушениям. Преобладают слабосолоноватые (до 3 г/л) воды, местами пресные гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Наиболее распространены во внешней области питания воды эффузивных, терригенных и карбонатных пород нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Мощность зоны экзогенной трещиноватости, в которой они скапливаются, в эффузивах и их туфах обычно не превышает 40 м, в песчаниках и сланцах 80—100 м, а в известняках, особенно закарстованных, до 150—300 м. По зонам разломов трещиноватость прослеживается на еще бо́льшие глубины. Из этих пород выходят родники с дебитами от тысячных долей до 15—20 л/с и более. Значительные дебиты у родников, связанных с закарстованными известняками верхнего девона — нижнего карбона, а также находящихся в зонах дизъюнктивных нарушений. В Карагандинском районе дебиты скважин, вскрывших известняки карбона, 5—30 л/с. Преобладают пресные и солоноватые гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, сульфатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. Гидрокарбонатные воды тяготеют к положительным элементам рельефа, в понижениях рельефа минерализация воды возрастает, соответственно меняется ее состав. Увеличивается минерализация воды также с глубиной.

Водоносность палеозойских интрузивных пород неоднородна. Обычно дебиты родников не превышают 1 л/с, увеличиваются они до 2—10 л/с у родников, приуроченных к тектоническим нарушениям. Дебиты скважин достигают 5—8 л/с. Воды гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией до 1 г/л.

Поднятием палеозойского фундамента Карагандинский прогиб делится на две мульды: западную Михайловскую и восточную Верхнесокурскую. В краевой части Михайловской мульды вода в юрских отложениях грунтовая, залегает на глубине 5—45 м, в осевой части мульды она имеет напорный режим, причем пьезометрический уровень воды устанавливается до 5 м над поверхностью земли. Дебиты скважин при изливе достигают 15—20 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые с минерализацией до 1 г/л.

В палеогеновых и неогеновых отложениях внешней области питания воды приурочены к линзам и прослоям песчаников, песков и конгломератов, залегающих среди глин. Мощность водосодержащих пород 0,5—15 м. Дебиты скважин и колодцев чаще 0,01—0,5 л/с. Минерализация воды 1—20 г/л, состав изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого. В четвертичных отложениях наиболее распространены воды аллювиальных и пролювиально-аллювиальных образований. В аллювиальных образованиях долин рек Нуры, Шерубай-Нуры и др. воды грунтовые и напорные. Последние приурочены к разнозернистым песчаным слоям (8—10 м) древнего аллювия, отде-

ленным друг от друга пачками глин. Водоносность песков высокая, дебиты скважин достигают 20 л/с. Воды преимущественно солоноватые с минерализацией до 3 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые. В песчано-галечниковых отложениях современного аллювия грунтовая вода залегает на глубине до 5 м. Дебиты колодцев и скважин от долей до 20—25 л/с. Минерализация воды в верховьях долин не превышает 1 г/л, в средней части возрастает до 1,5—2 г/л; увеличивается минерализация воды также от русел рек к бортам долин, где достигает 5 г/л. Состав воды от гидрокарбонатного натриевого у пресных вод изменяется на гидрокарбонатно-сульфатный у слабосолоноватых и на хлоридный натриевый у соленых. В песчано-щебнистых аллювиально-пролювиальных отложениях грунтовые воды вскрываются на глубине 2—5 м. Дебиты колодцев не превышают 0,15 л/с, воды пресные и слабосолоноватые.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна докембрийские образования фундамента и терригенно-карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя залегают на глубине свыше 1500 м.

В Тенизской впадине здесь формируются хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией более 150 г/л, а в периферической, по-видимому, на значительно меньшей глубине — хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 3—10 г/л. Воды средне- и верхнекарбоновых отложений вскрываются на глубине 2—50 м в краевой части впадины, до 1000 м и более — в центральной. Пьезометрические уровни воды устанавливаются на глубине 1—40 м, иногда более. Удельные дебиты скважин не превышают 0,01—0,3 л/с. Минерализация воды от периферии к центру впадины изменяется от менее 1 до 50—60 г/л, состав ее из гидрокарбонатного становится хлоридным натриевым. В пермских отложениях воды залегают на глубине 5—120 м. Удельные дебиты скважин 0,002—0,3 л/с и лишь местами увеличиваются до 1—1,5 л/с. Преимущественная минерализация вод 3—30 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый и натриево-кальциевый и хлоридный натриевый. Слабосолоноватые и пресные воды встречаются на участках близкого залегания пермских отложений от поверхности земли. Воды палеогеновых отложений, как и во внешней области питания, распространены спорадически и приурочены к прослоям и линзам (1—30 м) разнозернистых песков в глинах. Вода в них встречается на глубине от долей до 60 м. Удельные дебиты скважин 0,3—0,4 л/с, местами снижаются до тысячных долей литра в секунду или увеличиваются до 1—3 л/с. Минерализация и состав воды пестрые. Преобладает минерализация 5—20 г/л, состав сульфатный, хлоридно-сульфатный и хлоридный натриево-магниевый. Пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды отмечаются главным образом на севере впадины, на участках, где водоносные породы залегают близко от поверхности. На юге впадины минерализация воды возрастает до 30—45 г/л, состав хлоридный натриевый.

В отложениях неогена воды формируются в прослоях и линзах песков мощностью не более 0,5—7 м. Воды свободные, реже слабонапорные, залегают на глубине 5—50 м. Удельные дебиты скважин тысячные и сотые доли литра в секунду. Наиболее распространенная минерализация до 30 г/л, на отдельных участках встречаются гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 3 г/л и хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией более 50 г/л.

В аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях Тенизской впадины грунтовые воды вскрываются на глубине 0,5—20 м, чаще 2—5 м. Удельные дебиты колодцев и скважин изменяются от 0,001—0,01 л/с в мелкозернистых

до 2—4 л/с и более в крупнозернистых песках и галечниках. Минерализация воды 0,5—85 г/л. Питаются подземные воды бассейна за счет атмосферных осадков и конденсационной влаги, разгружаются путем испарения с поверхности подземных вод при близком их залегании и с поверхности многочисленных озер, воды которых, несомненно, связаны с подземными. Пресными подземными водами бассейн беден. Основную часть его ресурсов составляют солоноватые и соленые подземные воды.

2. Балхашский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает центральную часть района и является самым крупным в его пределах.

Внешняя область питания на северо-западе и севере представлена мелкосопочником Центрального Казахстана, на западе — Чу-Илийскими горами, на востоке и юго-востоке — отрогами хр. Джунгарский Алатау.

Среди интенсивно дислоцированных образований докембрия, выходящих на различных участках этой области, как и в Тенизском бассейне, установлены гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, порфириты и конгломераты. Палеозойские отложения сложены эффузивно-осадочным комплексом (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, сланцы, известняки, кислые и основные эффузивы и их туфы). И докембрийские, и палеозойские образования прорваны разновозрастными гранитоидами.

Подземная вода накапливается в трещинах пород, прослеживающихся в среднем на глубину 50 м и лишь в зонах тектонических нарушений и в закарстованных известняках на несколько сотен метров.

Водоносность пород в различных частях внешней области питания неодинакова. В мелкосопочнике Центрального Казахстана и Чу-Илийских горах в связи с малым количеством осадков она в целом слабая. Удельные дебиты скважин 0,001—0,8 л/с, дебиты родников 0,01—0,05 л/с и даже в зонах тектонических нарушений не превышают 1—2 л/с; лишь известняки питают родники с дебитами до 2—3, иногда до 10 л/с. Минерализация воды пестрая. Преобладают солоноватые и соленые воды с сухим остатком 1—10 г/л сульфатного натриевого или кальциевого и сульфатно-хлоридного натриевого состава. Пресные и слабосолоноватые воды встречаются в крупных массивах гранитоидов, слагающих положительные формы рельефа, и в зонах разломов, а соленые (минерализация 10 г/л и более) приурочены к замкнутым понижениям. Основная область питания бассейна располагается, по-видимому, в Джунгарском Алатау на востоке и юго-востоке бассейна. Она отличается сильной расчлененностью рельефа, обильными атмосферными осадками и наличием в горах вечных снегов и ледников. В этой части бассейна на поверхность выходят многочисленные родники и образуется довольно густая речная сеть. Дебиты родников от долей до 5—10 л/с. Наиболее высокодебитны родники, расположенные ближе к источникам питания (ледникам, снежникам). Крупные родники (дебиты несколько десятков литров в секунду) связаны также с карбонатными породами, с зонами тектонических нарушений и литологических контактов пород. Вода высокогорных родников обычно ультрапресная гидрокарбонатная кальциевая или натриевая, вниз по склонам гор минерализация воды постепенно увеличивается и у подножий гор наряду с пресными встречаются родники со слабосолоноватой гидрокарбонатно-сульфатной натриевой водой.

Неогеновые отложения во внешней области питания бассейна образуют небольшие поля в Центрально-Казахстанском мелкосопочнике, в предгорьях

Чу-Илийских гор и Джунгарского Алатау. Воды распространены спорадически и приурочены к прослоям и линзам песков, песчаников и конгломератов в толще глин. Водоносность пород слабая. Преобладают воды с минерализацией 1—3 г/л, сульфатные натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, местами встречаются пресные и соленые.

В аллювиальных и аллювиально-пролювиальных песчано-гравийно-галечниковых отложениях, выполняющих обширные суходольные долины рек Жамши, Моинти, Токроу, Аягуз и др., расчленяющие внешнюю область питания бассейна, формируются грунтовые воды, залегающие на глубине 2—10 м. Водоносность пород высокая. Дебиты скважин, вскрывших аллювиальные воды в долине р. Токроу, достигают 40—45 л/с, в долине р. Аягуз, по данным К. А. Болотбаева (1967), 8—59,1 л/с при понижении уровней на 1,5—3,5 м, преобладают 30—35 л/с примерно при тех же понижениях. В верхней и средней частях долин минерализация воды не превышает 0,8—1 г/л, в нижних до 3—5 г/л и более. Минерализация воды увеличивается до 5—10 г/л также в направлении от русел рек к бортам долин, воды сульфатно-хлоридные натриевые.

Поверхность фундамента докембрийских и палеозойских пород Балхашской впадины, представляющей внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна, неровная. В северной части она залегает на глубине 100—200 м, в центральной 400—600 м, а в южной до 1000—2000 м. Воды в породах фундамента встречены в нескольких пунктах. На западе впадины вблизи Чу-Илийских гор, по данным У. М. Ахмедсафина и др. («Артезианские бассейны...», 1968), они вскрыты на глубине 77 м, пьезометрический уровень установился на 0,3 м выше поверхности земли, удельный дебит скважины около 0,007 л/с, минерализация воды 7,9 г/л. Вблизи предгорий Джунгарского Алатау напорная вода встречена в эффузивно-осадочных образованиях палеозоя на глубине 100—400 м. Пьезометрический уровень местами поднимался над устьями скважин, удельные дебиты 0,008—1 л/с, минерализация воды 0,18—1,6 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый.

Сведения о возможном наличии мезозойских отложений во внутренней области питания отсутствуют, а слагающие ее палеоген-неогеновые образования имеют мощность до 800—1000 м и представлены в основном глинами с прослоями и линзами песчаников и разнозернистых песков, местами с гравием и галькой, содержащих чаще всего напорные воды. Пьезометрический уровень не достигает поверхности земли на 0,5—50 м. Водоносность пород слабая, удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,2—0,3 л/с. Наиболее распространены гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные натриевые воды с минерализацией 1—3 г/л, редко встречаются пресные. Для вод характерна горизонтальная зональность, заключающаяся в увеличении их минерализации от предгорий Джунгарского Алатау по направлению к оз. Балхаш, и вертикальная, выражающаяся в уменьшении их минерализации с глубиной (от 9,36 г/л на глубине 38—42 м до 3,67 г/л на глубине 75—80 м; «Артезианские бассейны...», 1968).

Четвертичные отложения внутренней области питания бассейна, перекрывающие чехлом мощностью от нескольких до 300 м палеоген-неогеновые образования, сложены аллювиально-пролювиальными песчано-глинистыми накоплениями с гравием, валунами и щебнем; аллювиальными песками с гравием и галькой, прослоями супесей, суглинков и глин; озерно-аллювиальными песками и глинами; эоловыми песками. Породы в целом характеризуются быстрой сменой состава в вертикальном разрезе и от верховьев речных долин и конусов выноса к низовьям, где обломочный материал лучше отсортирован.

В головах конусов выноса Джунгарского Алатау пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 0,5—10 м, а в устьях поднимаются на 2—10 м над поверхностью земли. Дебиты скважин при фонтанировании 2—34 л/с, дебиты родников в низовьях конусов выноса до 100—150 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Отложения Чу-Илийских конусов выноса менее водоносны. Дебиты скважин 1—5 л/с при понижениях уровней на 10—15 м, иногда 8—10 л/с при понижениях уровней до 10 м. Минерализация воды здесь выше (3—5, иногда до 10 г/л), состав хлоридно-сульфатный натриевый.

В остальных генетических типах четвертичных отложений вода вскрывается на глубине от нескольких метров в поймах рек до 100—130 м под буграми эоловых песков. Водоносность пород пестрая. Дебиты водопунктов от тысячных долей до 0,5—1 л/с, в отдельных скважинах достигают 2—5 л/с при понижениях уровней на 2—14 м. Вблизи подгорных равнин и в отложениях речных долин состав воды гидрокарбонатный кальциево-натриевый, минерализация до 1 г/л. По мере удаления от последних минерализация возрастает и на побережье оз. Балхаш достигает 10—15 г/л.

Питаются подземные воды бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод ледников и снежников, потерь поверхностного стока во время высокого положения уровней воды на реках и конденсационной влаги. Разгружаются через зоны разломов, гидрографическую сеть, путем эвапотранспирации и испарения с водной поверхности оз. Балхаш, в питании которого помимо поверхностных, несомненно, участвуют и подземные воды. Пресные подземные воды в бассейне распределены неравномерно, значительные ресурсы их сосредоточены на востоке и юго-востоке на площади, прилегающей к Джунгарскому Алатау, и в самом хребте. На остальной территории пресные воды встречаются спорадически, главным образом в верховьях и средних частях речных долин.

3. Алакольский артезианский бассейн

Бассейн расположен в северо-восточной части района. Внутренняя область питания и накопления подземных вод его приурочена к одноименной межгорной впадине, на западе, юге и юго-востоке ограниченной хр. Джунгарский Алатау и его отрогами, а на северо-востоке — хр. Тарбагатай. Склоны хребтов, обращенные в сторону впадины, образуют внешнюю область питания бассейна. Оба хребта сложены докембрийскими и палеозойскими породами, прорванными интрузиями гранитов и существенно нарушенными тектоническими разломами. Докембрийские отложения представлены гнейсами, зеленокаменно-измененными порфиритами, кварцитами, сланцами, мраморами, песчаниками, алевролитами и конгломератами; палеозойские — сланцами, песчаниками, конгломератами, известняками, порфиритами, альбитофирами и их туфами. Эффузивно-осадочные породы и граниты палеозоя образуют складчатое основание Алакольской впадины.

Докембрийские породы, обнажающиеся в водораздельной части Джунгарского Алатау, в верхней зоне экзогенной трещиноватости содержат обильные ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, ресурсы которых восполняются за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также таяния снега и льда, покрывающих наиболее высокие части хребта.

Палеозойские осадочно-вулканогенные образования и граниты обводнены неравномерно. Дебиты родников от тысячных долей до нескольких десятков литров в секунду. Наиболее водоносны известняки, конгломераты и граниты.

Дебиты выходящих из них родников 5—10 л/с, в зонах разломов и контактов известняков с гранитами до 30 л/с. По мере удаления от водоразделов хребтов количество родников сокращается, водоносность пород уменьшается. В высокогорной части распространены ультрапресные и пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 0,5 г/л. В нижних частях гор минерализация воды увеличивается и наряду с пресными встречаются солоноватые гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды. Палеогеновые и неогеновые отложения внешней области питания приурочены к отдельным понижениям рельефа. Воды заключены в прослоях песков, песчаников и галечников среди глин, не выдержаны по простиранию и по мощности. Дебиты связанных с ними родников до 1 л/с, воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые с минерализацией 1—3 г/л. Из четвертичных отложений внешней области питания наиболее водоносны аллювиально-пролювиальные песчано-гравийно-галечные образования, питающие родники с дебитами до 10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с сухим остатком 0,1—0,5 г/л.

В краевой части Алакольской впадины в породах палеозойского фундамента, по-видимому, формируются пресные гидрокарбонатные воды, а в центральной — солоноватые и соленые сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

Осадочный чехол впадины сложен палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые образованы глинами с прослоями песков, песчаников и конгломератов, в которых и формируются напорные воды. Мощность водоносных горизонтов местами достигает 15—25 м, но обычно значительно меньше. Водоносность пород неравномерная. Удельные дебиты скважин от долей до 5 л/с, единичных при фонтанировании до 50 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-натриевые, реже солоноватые гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые.

Среди четвертичных отложений мощностью от десятков до сотен метров установлены аллювиальные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и эоловые образования.

В песчаных и супесчаных гравийно-галечниковых отложениях долин рек Тентек, Хатыксу, Эмель и др. грунтовая вода залегает на глубине 1,5—7 м, дебиты скважин 0,2—0,4 л/с при понижениях уровня до 2 м. Вода гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0,8—1 г/л, в нижней части солоноватая гидрокарбонатно-сульфатная натриевая. В озерно-аллювиальных отложениях, по составу близких к аллювиальным, вода чаще всего вскрывается на глубине около 5, иногда 10 м. Водоносность пород слабая, дебиты скважин от сотых долей до 1—2 л/с, воды преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 3—10 г/л. Значительные ресурсы воды заключены в аллювиально-пролювиальных накоплениях конусов выноса предгорных равнин Джунгарского Алатау и Тарбагатая. Дебиты родников, выходящих из этих отложений, достигают 50—100 л/с, а удельные дебиты скважин 2,5—50 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые, лишь в окраинных частях предгорных равнин, где они залегают на небольшой глубине и на формирование их состава влияют процессы испарительной концентрации, минерализация увеличивается до 1—2 г/л. В эоловых песках вода залегает на глубине 2—10 м в межгрядовых и межбарханных понижениях и до 50—60 м под буграми и грядами. Дебиты колодцев от сотых долей до 1—2 л/с при понижениях уровней до 5—10 м. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже солоноватые сульфатные кальциево-натриевые с минерализацией до 3—5 г/л.

Разгружаются подземные воды бассейна по зонам разломов, путем эвапотранспирации и с помощью речной и озерной сети. По данным С. М. Мухамеджанова и др. (1969), в оз. Алаколь за счет разгрузки первого от поверхности земли водоносного горизонта поступает 14,53 м³/с, в оз. Джаланашколь только со стороны Барлыкских гор 0,19 м³/с и в оз. Сасыкколь со стороны Джунгарского Алатау 0,05 м³/с. Авторы считают, что в оз. Алаколь разгружаются также напорные воды палеоген-неогеновых отложений, особенно со стороны Джунгарского Алатау и Барлыкских гор.

Восполняются ресурсы подземных вод бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых снеговых и ледниковых вод, конденсационной влаги и потерь поверхностных вод при высоком стоянии уровней в реках.

Бассейн богат ресурсами пресных подземных вод, формирующихся главным образом в аллювиальных образованиях речных долин и аллювиально-пролювиальных накоплениях предгорной равнины.

4. Илийский артезианский бассейн

Бассейн расположен на юге Прибалхашского района, вытянут в широтном направлении примерно на 700 км, а с севера на юг — на 200 км. Внутренняя область питания и накопления подземных вод его приурочена к одноименной межгорной впадине, которая выступами пород фундамента разделена на три впадины второго порядка: восточную Джаркентскую, центральную Алма-Атинскую и западную Копинскую. Внешняя область питания бассейна расположена в окружающих впадину горах Заилийского Алатау, Кетмень, Борохоро, Джунгарского Алатау, Чу-Илийских и плато Карой.

Докембрийские и палеозойские отложения развиты преимущественно в горном обрамлении бассейна и слагают фундамент Илийской впадины. Докембрийские и нижнепалеозойские образования представлены сланцами, филлитами, кварцитами, конгломератами, мраморами, амфиболитами и метаэффузивами. Залегающие на них с резким угловым несогласием средне- и верхнепалеозойские отложения сложены песчаниками, конгломератами, сланцами, известняками, аргиллитами, алевролитами, эффузивами основного, среднего и кислого состава и их туфами. Породы смяты в складки, прорваны интрузиями гранитов и разбиты многочисленными разломами. В Джунгарском и Заилийском Алатау, в которых помимо сравнительно обильных осадков в питании подземных вод существенное значение имеют талые воды снежников и ледников, породы высоководоносны. Дебиты родников, выходящих здесь из песчаников, сланцев и эффузивов, от десятых до 10 л/с, преобладают 2—3 л/с. Значительно более водоносны известняки и конгломераты, питающие родники с дебитами в десятки литров воды в секунду. Дебиты родников, приуроченных к зонам тектонических нарушений, десятки и сотни литров в секунду. Местами в этих зонах наблюдаются линейные выклинивания подземных вод. Воды ультрапресные и пресные с минерализацией 0,1—1 г/л, гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. Наименее минерализованные воды, формирующиеся в высокогорной части хребтов. Четвертичные отложения, выполняющие долины в горах, также высоководоносны. Они питают родники с дебитами десятки литров в секунду. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

В Чу-Илийском хребте главная роль в восполнении ресурсов подземных вод принадлежит атмосферным осадкам, которых выпадает не более 200 мм в год. Поэтому водоносность пород здесь значительно ниже, чем в Джунгар-

ском и Заилийском Алатау. Удельные дебиты скважин, вскрывших воду в породах докембрия и палеозоя, 0,001—0,8 л/с, дебиты родников обычно не превышают 1 л/с и лишь в зонах разломов увеличиваются до нескольких литров в секунду. Минерализация воды достигает 10 г/л, состав сульфатно-хлоридный магниево-кальциевый и хлоридно-сульфатный натриевый. Пресные воды встречаются преимущественно в зонах разломов. Водоносность четвертичных отложений невысокая, минерализация воды их от долей до 8 г/л. На плато Карой воды практически отсутствуют, так как слагающие его пермские эффузивы, по-видимому, глубоко сдренированы долинами рек Курты, Или и Каскетлан.

Илийская впадина выполнена отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью в западной части несколько сот метров, а в восточной до 5,2 км. Триасовые и юрские отложения представлены угленосной песчано-глинистой толщей мощностью более 500 м. Выше залегают песчаники и конгломераты верхнего мела мощностью 160 м, они перекрыты мощной толщей (до 1600 м) палеогеновых и нижненеогеновых отложений — пестроцветными, местами загипсованными глинами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, конгломератов и мергелей. Плиоценовые отложения отличаются большой пестротой: на склонах гор и вблизи бортов впадины они состоят из песчано-валунно-галечниковых образований, рыхлых песчаников и конгломератов, с удалением от гор наблюдаются главным образом мелкозернистые пески, песчаные и в низах разреза гипсоносные глины. Мощность отложений достигает 600 м. Четвертичные отложения различного генезиса сложены песчано-глинистыми образованиями мощностью 20—500 м.

О водоносности палеозойских отложений, образующих фундамент Илийской впадины, дают представление родники в низкогорных массивах Кши-Калканы, Чулак и др. Дебиты родников 0,2—0,5 л/с, вода пресная гидрокарбонатная кальциевая. При погружении палеозойских отложений под осадочный чехол впадины воды приобретают напорный режим. Скважины фонтанируют на 5—8 м выше поверхности земли, дебиты от сотых долей до 5 л/с, но вода становится солоноватой и соленой, сульфатной и хлоридной натриевой. Например, вода, вскрытая на глубине 1200 м в пермских отложениях Джаркентской впадины, имела минерализацию около 21 г/л и содержала иод и бром.

Мезозойские отложения образуют следующий гидрогеологический этаж бассейна. Водовмещающими являются пески, песчаники, конгломераты, залегающие на глубине 300 м в периферической части впадины и до 4500 м в центральной. Водоносность пород в целом высокая. Дебиты скважин, вскрывших воду в триасовых и юрских отложениях, при свободном изливе 2—50 л/с, в меловых 70 л/с. Преобладают пресные воды с минерализацией 0,2—1 г/л гидрокарбонатные кальциевые и натриевые.

Палеоген-миоценовые отложения во впадине по существу образуют региональный водоупор. Подземная вода в них встречается спорадически в прослоях песков, песчаников, конгломератов и мергелей в толще гипсоносных глин. Пьезометрические уровни воды устанавливаются на глубине 10—120 м, иногда поднимаются выше поверхности земли и тогда воды изливаются с дебитом 0,2—6 л/с. Минерализация воды возрастает от бортов к центру впадины от 3 до 50 г/л, состав сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый с повышенным содержанием некоторых микрокомпонентов.

Повсеместно распространены в Илийской впадине воды плиоцен-четвертичных отложений, образующих верхний гидрогеологический этаж. В центральных частях названных впадин второго порядка напорный режим, в краевых — свободный. Пьезометрические уровни напорных вод устанавливаются

и ниже и на 6—8 м выше поверхности земли. Водоносность пород пестрая. В Коппинской впадине дебиты скважин, прошедших плиоценовые отложения, при изливе воды 1—5 л/с в Алма-Атинской не более 0,05 л/с, в Джаркентской до 30 л/с. В Даубунской зоне разломов (Джаркентская впадина) из отложений плиоцена выходят родники с дебитом 0,5—63 л/с. Минерализация воды плиоценовых отложений 0,2—1 г/л, в центральной части впадины местами до 20 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный.

Водовмещающие породы аллювиальных отложений представлены главным образом песками с гравием и галькой. Вода залегает на глубине до 5 м, удельные дебиты скважин 0,04—5 л/с, а минерализация воды в отдельных пунктах достигает 80 г/л при наиболее распространенной 1—3 г/л, состав изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого. В мощной толще аллювиально-пролювиальных отложений формируются свободные и напорные воды с минерализацией до 0,3—0,5 г/л. Состав отложений довольно пестрый, но водоносность высокая. Дебиты родников, располагающихся в краевых частях конусов выноса, 3—45 л/с, фонтанирующих скважин до 60 л/с.

Восполняются ресурсы подземных вод бассейна главным образом за счет атмосферных осадков, конденсационной влаги и потерь поверхностного стока. По данным В. Ф. Шлыгиной и Т. П. Пивоваровой (1969), расход подземного потока, поступающего во внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна со стороны внешней области питания, составляет 10—15 м³/с. Основное питание подземных вод осуществляется в полосе предгорных шлейфов, где благодаря широкому развитию галечниковых образований происходит поглощение вод поверхностных водотоков и атмосферных осадков, достигающее 85—90 м³/с. Разгружаются глубокие водоносные горизонты бассейна через зоны разломов, литологические окна и, как предполагают названные исследователи, путем площадной фильтрации в вышележащие неоген-четвертичные отложения, где разгружаются через родники, долины рек и путем эвапотранспирации, обусловливающей высокую концентрацию солей в ближайших к поверхности земли водоносных горизонтах. Они выделили в разрезе внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна три гидрохимические зоны. Первая зона, включающая подземные воды плиоцена — четвертичной системы и мезозойских отложений, характеризуется распространением преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией до 1 г/л. Мощность зоны достигает 1400—2000 м, местами сокращается до нескольких метров, вплоть до полного выклинивания. Вторая зона охватывает подземные воды, формирующиеся в коре выветривания палеозойских отложений. Минерализация этих вод 1—10 г/л, состав главным образом сульфатный кальциевый. Наконец, третья зона мощностью от нескольких десятков до 1100 м, включает воды палеоген-миоценовой гипсоносной толщи. Состав этих вод сульфатный и хлоридный натриевый, минерализация 10—50 г/л. Во внутренней части Илийской впадины на участках близкого залегания подземных вод под влиянием испарительной концентрации формируются пестрые по составу воды с минерализацией до 50—80 г/л, не имеющие четкой нижней границы.

Бассейн характеризуется широким развитием термальных подземных вод. По данным М. С. Кап (1969), температура пород на поверхности палеозойского фундамента в зависимости от глубины залегания изменяется от 8 до 165° С. Выделяются пять геотермических зон. Первая зона с температурой 0—20° С охватывает всю площадь Илийской впадины. Нижняя ее граница проходит на глубине от 600—800 м в краевых частях Джаркентской впадины и в южной части Алма-Атинской до 250—300 м в центральной части последней. Она вклю-

чает подземные воды верхнего гидрогеологического этажа. Вторая зона с температурой 20—50° С прослеживается до глубины 1500—2100 м в Алма-Атинской впадине, 1700—1800 м в бортовых частях Джаркентской впадины и 1300—1400 м в ее центральной части. В эту геотермическую зону входят водоносные комплексы миоцена — палеогена и мезозоя. Третья зона с интервалом температур 50—75° С прослеживается на юге Алма-Атинской впадины до глубины 3100—3200 м, а в центральной части до 2500—2600 м, в Джаркентской соответственно до 2500—3000 и 2000—2300 м. Мощность зоны в первой 1100—500 м, во второй 900—600 м. Четвертая зона имеет интервал температуры 75—100° С. Глубина залегания подошвы ее в Алма-Атинской впадине изменяется с юга на север от 3800 до 3200 м при мощности до 700—1000 м, а в Джаркентской от 3600 до 2800 м при мощности 700—900 м. Пятая зона с температурой более 100° С прослеживается в наиболее глубоких частях бассейна (2800—3800 м). Наименьшие величины геотермического градиента характерны для областей питания бассейна, наибольшие — для участков скрытой разгрузки подземных вод по разломам и зон застойного режима.

Бассейн богат пресными подземными водами, но распределены они на его площади неравномерно.

5. Иссык-Кульский артезианский бассейн

Бассейн находится в юго-западной части района. Внешняя область питания его представлена северными склонами Терской Алатау, а на севере южными склонами Кунгей Алатау. Они обрамляют Иссык-Кульскую впадину, являющуюся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна.

В строении горного обрамления бассейна участвуют в основном докембрийские и частично нижне-среднепалеозойские образования — сланцы, кварциты, известняки, песчаники и прорывающие их крупные массивы гранитоидных пород. В зоне экзогенной трещиноватости пород формируются подземные воды, питающие многочисленные родники с дебитами до 0,5 л/с. Воды пресные с сухим остатком до 0,5 г/л, гидрокарбонатные кальциево-натриевые.

В Иссык-Кульской впадине на размытой поверхности докембрийских и палеозойских отложений залегают юрские, палеоген-неогеновые и четвертичные. Среди первых установлены песчаники и глинистые сланцы с прослоями углей. В них, вероятно, заключены напорные пластовые воды, пьезометрические уровни которых в отдельных пунктах будут подниматься выше поверхности земли. Водопритоки в горные выработки угольных шахт не превышают нескольких литров в секунду. Отложения палеоген-неогена, представленные красными глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, брекчиями, иногда гипсами, заключают ряд относительно выдержанных водоносных горизонтов с пресными и солеными термальными водами. Скважина, пройденная в долине р. Джергалан в 15—20 км севернее г. Пржевальска, на глубине 1500 м вскрыла хлоридно-сульфатные воды с температурой 43—44° С, уровень которых поднялся выше поверхности земли. В восточной части Иссык-Кульской впадины на водоразделе рек Тюп и Джергалан, по данным Э. Д. Пресмана (1969), в этих отложениях на глубинах 40, 95 и 130 м вскрыты водоносные горизонты с напорной самоизливающейся водой. Напоры соответственно 60, 97 и 138 м, дебит скважины 8 л/с, вода гидрокарбонатная кальциевая, минерализация до 0,5 г/л. В четвертичных отложениях пресные и, вероятно, достаточно обильные воды формируются в аллювиально-пролювиальных образованиях конусов выноса. В озерных отложениях на побережье оз. Иссык-

Куль грунтовая вода залегает на глубине 0,5—0,9 м. На востоке и юго-востоке минерализация ее до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый, на западе и юго-западе воды преимущественно слабосолоноватые с минерализацией 1—2,7 г/л гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые и хлоридно-сульфатные натриево-кальциево-магниевые (Лефлат, 1969).

Питаются подземные воды бассейна за счет осадков, конденсации влаги из атмосферы, талых вод снежников и ледников, потерь поверхностного стока. Разгружаются глубокие водоносные горизонты в вышележащие и на поверхность земли по разломам, о чем свидетельствуют многочисленные выходы термальных источников у подножий хребтов с хлоридной натриево-кальциевой водой, микрокомпонентами и минерализацией до 13 г/л (Джеты-Огуз, Жилису, Аксу, Арасан и др.). Воды зоны активного и частично, возможно, затрудненного водообмена разгружаются в оз. Иссык-Куль, откуда испаряются.

Основные ресурсы пресных подземных вод сосредоточены в горном обрамлении бассейна, в отложениях конусов выноса, слагающих узкую предгорную равнину, и в озерных и озерно-аллювиальных образованиях восточной части Иссык-Кульской впадины.

6. Текесский артезианский бассейн

Бассейн расположен в самой южной части района. Внешняя область питания его представлена южными склонами хр. Кетмень, северными склонами хр. Нарат и восточной части хр. Терской Алатау. Внутренняя область питания и накопления подземных вод приурочена к Текесской межгорной впадине.

По геологическому строению и структуре бассейн сходен с Иссык-Кульским, лишь во внешней области питания здесь наряду с метаморфическими образованиями протерозоя довольно широко распространены отложения нижнего и среднего палеозоя, в составе которых установлены порфиры, андезиты, порфириты, их туфы, а также песчаники и известняки. Из обводненной части зоны экзогенной трещиноватости этих пород выходят многочисленные родники. Дебиты родников, приуроченных к эффузивам и песчаникам, обычно не превышают 0,5 л/с, а к известнякам и зонам разломов, 5 л/с и более. Минерализация воды 0,2—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Текесская впадина выполнена отложениями палеогена, неогена и четвертичными.

Водовмещающие палеогеновые, миоценовые и нижнеплиоценовые отложения представлены песками, песчаниками, мергелями и известняками, а разделяющие их водоупорные — глинами, местами с прослоями гипса и галита. Напорные водоносные горизонты залегают на глубине 100—1000 м, пьезометрические уровни устанавливаются на 30—50 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин в центральной части впадины не превышают 0,1—1 л/с; дебиты родников, выходящих вблизи ее бортов, до 18 л/с. Лишь в краевой части впадины формируются пресные и слабосолоноватые воды, а на остальной площади распространены в основном соленые с минерализацией до 20—30 г/л. Пески, песчаники и карбонатные породы верхнего плиоцена характеризуются более высокой водоносностью, но минерализация воды в них слабее, обычно не превышает 3 г/л. Аллювиальные и аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения имеют мощность до 40 м и аккумулируют в себе значительные ресурсы подземных вод. Дебиты скважин, каптирующих воды этих отложений, достигают 50 л/с. Наиболее распространенная минерализация воды 0,3—0,5, иногда до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный.

Источники питания подземных вод и условия разгрузки бассейна такие же, как и вышеописанных бассейнов района. Основные ресурсы пресных вод заключены в четвертичных отложениях и в трещиноватых породах внешней области питания его.

VIII. ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот гидрогеологический район включает многочисленные бессточные бассейны Южной Монголии и Северного Китая, в пределах которых занимает площадь около 3,5 млн. км^2.

Он представляет собой обширную область возвышенных равнин и нагорий, отделенную от морей и океанов горами и хребтами, наиболее крупными среди которых являются Монгольский и Гобийский Алтай, Восточный, или Гобийский, Тянь-Шань, Бэйшань, Алтынтаг, Наньшань, Хэланьшань, Ланьшань, а из равнин — Таримская, Джунгарская, Цайдамская, Гашунская Гоби, Алашань, Котловина Больших Озер, Долина Озер.

Геологическое строение района сложное. На ряде участков в горах обнажаются блоковые структуры байкальской складчатости, сложенные древнейшими метаморфическими образованиями докембрия и нижнего палеозоя. Значительные площади северной и крайней восточной частей района находятся в области развития каледонской складчатости. Нижний структурный ярус этой системы состоит из отложений рифея и протерозоя, верхний — кембрия. Большая часть территории района приходится на область развития герцинской складчатости, выступы древних структур которой сложены породами докембрия — ордовика, нижний структурный ярус — ордовика — среднего девона, верхний — среднего девона — нижнего карбона, послегеосинклинальные прогибы выполнены молассами среднего карбона — нижнего триаса.

В отдельных стратиграфических комплексах складчатых систем установлены кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, известняки, мраморы, песчаники, конгломераты, эффузивы кислого и основного состава. На многих участках горного обрамления на поверхность выходят интрузии гранитоидов, значительно реже наблюдаются основные и ультраосновные интрузии. Характерным элементом тектонической структуры района являются межгорные впадины, выполненные серо- и красноцветными молассами мезозоя и кайнозоя.

В гидрогеологическом отношении территория Центральной Азии представляет собой единый крупный гидрогеологический район, в пределах которого в настоящее время можно выделить следующие 15 разновеликих артезианских бассейнов: Убсунурский, Котловиноозерский, Долиноозерский, Улюнгурский, Джунгарский, Барунхурайский, Таримский, Баграшкёльский, Турфан-Хамийский, Цайдамский, Центрально-Гобийский, Восточно-Гобийский, Арцаганнурский, Даурдзаульский и Сориннурский (см. рис. 1).

1. Убсунурский артезианский бассейн

На севере граница бассейна проходит по хр. Танну-Ола, на востоке и юге — по хребтам Болнай-Нуру и Хан-Хухэй, на западе — по горам Цаган-Шибэту и Тургэн-Ула. Названные горы и хребты образуют внешнюю область питания бассейна и поднимаются до 3496 м над уровнем моря, вершины некоторых из них покрыты вечными снегами и ледниками.

В геологическом строении внешней области питания участвуют докембрийские и палеозойские метаморфические сланцы, песчаники, кварциты, конгло-

мераты, известняки, эффузивы основного, среднего и кислого состава и их туфы, прорванные многочисленными разновозрастными интрузивными телами гранитоидов. На размытой поверхности этих образований залегают неогеновые и четвертичные отложения общей мощностью до 900 м, а возможно, и более древние, выполняющие Убсунурскую впадину. Последняя представляет собой внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна и обрамлена мощными глубинными разломами с оперяющими их более мелкими тектоническими нарушениями.

Неогеновые отложения сложены часто переслаивающимися и быстро сменяющимися по простиранию глинами, песками, конгломератами, песчаниками и мергелями, четвертичные — песками, гравийно-галечниковыми накоплениями, супесями, суглинками и глинами, местами с включениями щебня и валунов.

Во внешней области питания бассейна воды формируются в трещинах пород. В тальвегах речных долин и у подножий гор они выходят в виде родников, а на склонах возвышенностей, очевидно, залегают на глубине 30—50 м. Дебиты родников от сотых и десятых долей до 1—1,5 л/с, в зонах тектонических нарушений 1—15 л/с, иногда достигают 40—50 и даже 119 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5—0,7 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна водовмещающие породы неогена, изученные до глубины 100—110 м, состоят из песков, иногда с гравием и песчаников, разделенных глинами. Мощность водоносных горизонтов 2—40 м. Наряду со свободными часто встречаются напорные воды. Напор изменяется от 0,5 до 12,45 м. Глубина залегания воды достигает 30—50 м. Дебиты скважин 0,2—2 л/с при понижениях уровней 0,2—7 м. В четвертичных отложениях, выполняющих речные долины, вода залегает на глубине 10—17 м. Дебиты скважин 0,2—6,6 л/с при понижениях уровней до 19 м.

Минерализация воды в краевой части внутренней области питания 0,5—0,6 г/л, но в центральной части бассейна, очевидно, достигает нескольких десятков граммов на литр. Состав слабоминерализованной воды гидрокарбонатный кальциевый, кальциево-натриевый и магниевый, солоноватой и соленой — хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый. В глубоких горизонтах осадочного чехла бассейна подземная вода, возможно, имеет концентрацию солей, характерную для рассолов, и высокую температуру.

Питаются подземные воды бассейна за счет атмосферных осадков, конденсационной влаги и потерь поверхностного стока. Разгружаются глубокие напорные воды в вышележащие горизонты и на поверхность земли по зонам разломов и через гидрогеологические окна; неглубоко залегающие воды разгружаются с помощью речной сети, путем транспирации и испарения как с капиллярной каймы их, так и с водной поверхности оз. Убсу-Нур, в питании которого подземные воды, несомненно, участвуют.

К зонам тектонических нарушений, рассекающим главным образом породы внешней области питания, приурочены выходы холодных углекисло-радоновых минеральных источников.

2. Котловинноозерский артезианский бассейн

Бассейн занимает большую часть Котловины Больших Озер в Западной Монголии. На востоке он обрамляется горами Хангайского нагорья, а на западе и юге — хр. Монгольский Алтай, образующими внешнюю область его питания.

В строении ее участвуют сильнодислоцированные и метаморфизованные осадочные и эффузивные породы протерозоя, нижнего и среднего палеозоя и прорывающие их интрузии гранитоидов. Подземные воды накапливаются в трещинах коры выветривания пород и в зонах разрывных нарушений. Питаются они атмосферными осадками, конденсационной влагой и талыми водами снежников и ледников. Эти воды либо непосредственно, либо через дренирующие их долины поступают во внутреннюю область питания бассейна, но часто выходят на поверхность в виде родников. Глубина залегания воды в долинах и у подножий гор 2—3 м, на более высоких элементах рельефа 30—50 м. Некоторые высокогорные участки, очевидно, полностью сдренированы и безводны. Обводненность пород вследствие неравномерно развитой трещиноватости существенно колеблется и в целом невысокая. Дебиты родников чаще десятые доли, редко 1—2 л/с, в зонах разломов 6—7, иногда до 10—30 л/с (Дзабханский разлом). Минерализация воды в зависимости от рельефа местности значительно изменяется. В хангайской части горного обрамления бассейна в приводораздельной области 0,07—0,1 г/л, на более низких отметках склонов 0,15—0,2 г/л, а в основании гор 0,8—1 г/л. Вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая. По-видимому, такую же минерализацию имеют воды, формирующиеся и в монгольско-алтайской части внешней области питания бассейна.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к части Котловины Больших Озер, расположенной южнее оз. Убсу-Нур. Она представляет собой систему горстов и грабенов, сформировавшихся в мезозойское и кайнозойское время и заполненных юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью 100—500 м, местами более. В этих грабенах располагается много озер, наиболее крупные из них Хара-Усу-Нур, Дургэ-Нур, Хиргис-Нур, Шаргаин-Цаган-Усу-Нур, Урюк-Нур, некоторые связаны друг с другом реками и протоками.

В краевой части Котловины Больших Озер водоносные породы фундамента, представленные гранитами, вскрываются на глубине до 110 м. Дебиты скважин не превышают 1,2 л/с при понижениях уровней до 1 м. Минерализация воды 1—1,5 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, хлоридно сульфатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниево-натриевый.

Водоносность мезозойских отложений не изучена. В залегающих выше неогеновых и четвертичных отложениях в долинах рек и озерных котловинах вода вскрывается на глубине 3,5—10 м, в других частях бассейна 60—85, иногда до 100 м. Воды свободные и напорные; напор колеблется от 0,5 до 18 м, изредка достигая 39—45 м. Дебиты скважин 0,3—12,5 л/с при понижениях уровней 0,6—19 м. Минерализация воды 0,5—0,8 г/л, состав гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный и хлоридно-сульфатный кальциевый, магниевый и натриевый. В указанном направлении состав воды изменяется постепенно с севера на юг и от бортовых частей впадин к центру.

В бассейне развиты термальные азотные, холодные углекислые и радоновые минеральные (лечебные) воды. В глубоких горизонтах внутренней области питания и накопления подземных вод, вероятно, распространены высокоминерализованные хлоридные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды.

3. Долиноозерский артезианский бассейн

На севере внешняя область питания бассейна представлена южными отрогами Хангайских гор, на юге — соответствующими склонами гор Монгольского и Гобийского Алтая, на востоке — слабо выраженными в рельефе горами Северной Гоби. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к Долине Озер, расположенной между названными горами.

Внешняя область питания и фундамент бассейна сложены сильнодислоцированными осадочно-метаморфическими и эффузивными образованиями докембрия и палеозоя, прорванными разновозрастными гранитоидными интрузиями. На их размытой поверхности местами залегают эффузивно-осадочные породы мезозоя и кайнозоя.

В зоне экзогенной трещиноватости этих пород мощностью до 100 м и в зонах разрывных нарушений, проникающих на более значительную глубину, распространены свободные и напорные воды. Наиболее водоносны породы хангайской части внешней области питания. Дебиты родников, выходящих из гранитов, 0,02—2,5 л/с, единичных до 30 л/с; из метаморфических пород палеозоя от 0,3 до 6 л/с; кайнозойские базальты питают родники с дебитами 0,3—18 л/с. Максимальными дебитами обладают родники, приуроченные к зонам разломов. В аллювиальных отложениях речных долин Хангая притоки воды к скважинам составляют 1—12 л/с при понижениях уровней на 1—7 м. В Монгольском и Гобийском Алтае родники встречаются редко, как правило, все они малодебитные. В зонах разрывных нарушений в эффузивных и интрузивных породах хр. Джаргаланту-Нуру, сопровождающихся проявлением гидротермальной деятельности, минерализация воды достигает 3,6 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. В остальных частях внешней области питания она не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый и натриево-кальциевый.

Долина Озер выполнена мощной (до 2000 м) толщей мезозойских и кайнозойских образований, слабодислоцированных или лежащих горизонтально. Она представляет собой грабен, разделенный поперечными поднятиями фундамента на три более мелкие впадины, каждая из которых составляет внутреннюю область питания бассейна более высокого порядка (Бэгэрнурского, Долины Озер и Онгыйнгольского).

Подземные воды в угленосных отложениях юры встречены в Онгыйнгольской впадине. Дебиты скважин вне зон разрывных дислокаций 0,14—0,45 л/с при понижениях уровней до 5,5 м, а скважин, расположенных в зонах разломов или вблизи от них, возрастают до 15 л/с при понижении уровней до 5 м. Дебиты шахтных колодцев не превышают 1 л/с, родников — 0,2—5 л/с. Минерализация воды 0,2—8,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый и натриево-кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриевый. В нижнемеловых отложениях вскрыты напорные воды, пьезометрический уровень которых в отдельных пунктах устанавливается выше устьев скважин. Дебиты последних при изливе воды 0,6 л/с, при снижениях уровней на 1—26 м колеблются от 0,5 до 7,6 л/с, дебиты родников 2—13 л/с. Минерализация воды 0,7—2,5 г/л, состав гидрокарбонатный магниевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый. Верхнемеловые отложения бассейна также заключают несколько водоносных горизонтов со свободной и напорной водой. Водоносность пород пестрая, дебиты скважин 0,3—10 л/с при понижениях уровней на 1—40 м. Минерализация воды 0,3—4,4 г/л, состав от гидрокарбонатного до хлоридного и хлоридно-

сульфатного натриевого. Притоки воды к скважинам из нерасчлененных отложений верхнего мела — неогена 0,9—2,4 л/с при понижении уровней на 1—31,5 м, к колодцам — от 0,3 до 0,7 л/с, дебиты родников не превышают 0,6 л/с. По минерализации и составу они близки к водам верхнемеловых отложений. В бассейне выделяются еще неразделенные водоносные кайнозойские отложения, содержащие свободные и напорные воды. Водоносность их слабая, дебиты скважин 0,6—1,6 л/с.

Питаются подземные воды бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь поверхностного стока реками, спускающимися с Хангайского нагорья, разгружаются по разломам и главным образом путем эвапотранспирации.

Таким образом, водообеспеченность отдельных частей бассейна неодинакова. В северной части его имеется значительное количество водопунктов с пресной подземной водой, характеризующихся относительно высокими дебитами, южная часть бедна естественными проявлениями подземных вод, а скважины и колодцы, как правило, отличаются незначительными водопритоками.

4. Улюнгурский артезианский бассейн

Бассейн находится в крайней северо-западной части района. Северная и восточная границы его проходят по Магистральному хребту Монгольского Алтая, южная — по водоразделам гор, отделяющим бассейн от Барунхурайского и Джунгарского бассейнов, западная — по горам, проходящим западнее оз. Улюнгур. Названные горы образуют внешнюю область питания бассейна, а заключенная между ними впадина с оз. Улюнгур — внутреннюю область питания и накопления подземных вод его.

Внешняя область питания бассейна сложена сильнодислоцированными и метаморфизованными осадочными и эффузивными породами докембрия и палеозоя и прорывающими их разновозрастными гранитными интрузиями. В разрезе докембрия и палеозоя установлены кристаллические сланцы, гнейсы, песчаники, конгломераты, известняки, эффузивы среднего и кислого состава и их туфы. На размытой поверхности этих пород залегают палеогеновые и неогеновые отложения, представленные в нижней части железистыми глинами, а в верхней — серо-желтыми глинами и слабо сцементированными песчаниками и конгломератами мощностью около 100 м. Заканчивается разрез четвертичными отложениями, в составе которых установлены эоловые пески, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиальные песчаные, а также гравийно-галечные и ледниковые валунно-песчано-глинистые образования.

В коре выветривания и тектонических трещинах осадочно-метаморфических, интрузивных и вулканогенных пород внешней области питания формируется водоносный горизонт спорадического распространения и переменного гидродинамического режима. Вследствие дренирования его вод родниками на южных склонах Монгольского Алтая образуется многочисленная система мелких рек и речек, в результате слияния которых формируются реки Чингиль, Баян-Гол и Булган-Гол, а от последних — главная река бассейна — Урунгу. Дебиты родников 0,03—0,28 л/с, вода гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциево-магниевая, очень слабоминерализованная.

В песчаниковых и конгломератовых горизонтах палеогена — неогена внутренней области питания, по-видимому, распространены напорные воды, гидравлически связанные с грунтовыми водами аллювиальных отложений долины р. Урунгу. Возможно, с этими отложениями связаны выходы хлоридно-

сульфатной натриево-магниево-кальциевой воды с минерализацией 10,87 г/л, наблюдавшейся Н. Т. Кузнецовым в южной части восточного берега оз. Улюнгур. Н. Т. Кузнецов отмечает в качестве отличительной особенности долины р. Урунгу сплошное развитие поймы, которая даже в суженной части имеет ширину не менее 300—400 м, а чаще несколько километров. Э. М. Мурзаев (1966) и Е. И. Селиванов (1965) указывают также на наличие более высоких террас в долине этой реки. Глубина залегания воды в пойме не превышает 1—3 м, на высоких террасах больше. Грунтовые воды в аллювиальных и ледниковых отложениях долины р. Булган-Гол и ее притоков находятся на глубине 0,4—1,7 м.

Минерализация аллювиальных вод, выходящих в долине р. Урунгу после слияния рек Чингиль и Булган-Гол, 0,06 г/л, в средней части долины 0,1 г/л, а между озерами Бага-Нур (Булун-Тохой) и Улюнгур 0,12 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый.

В бассейне установлены выходы азотных термальных вод (родник Булган-Булак), приуроченные к тектоническому контакту гранитов с палеозойскими песчаниками. Вода сульфатная натриевая с минерализацией 0,7 г/л и температурой 11—31° С.

Улюнгурский бассейн характеризуется односторонним питанием, осуществляющимся главным образом со стороны Монгольского Алтая, в пределах которого выпадает значительное количество осадков и условия благоприятны для конденсации влаги из воздуха. Питание бассейна со стороны южной части внешней области питания и за счет осадков, выпадающих во внутренней области питания, видимо, исключается в связи с их ничтожно малым количеством и высоким испарением. Разгружаются подземные воды глубоко залегающих водоносных горизонтов по зонам разломов и путем перетекания через литологические окна в вышележащие горизонты. Грунтовые воды разгружаются путем эвапотранспирации и с помощью гидрографической сети. Главной областью разгрузки является, по-видимому, оз. Улюнгур. По мнению Э. М. Мурзаева (1966), ни поверхностного, ни подземного стока из этого озера нет. Вся поступающая в него вода расходуется на испарение, годовая величина которого превышает 1 км³.

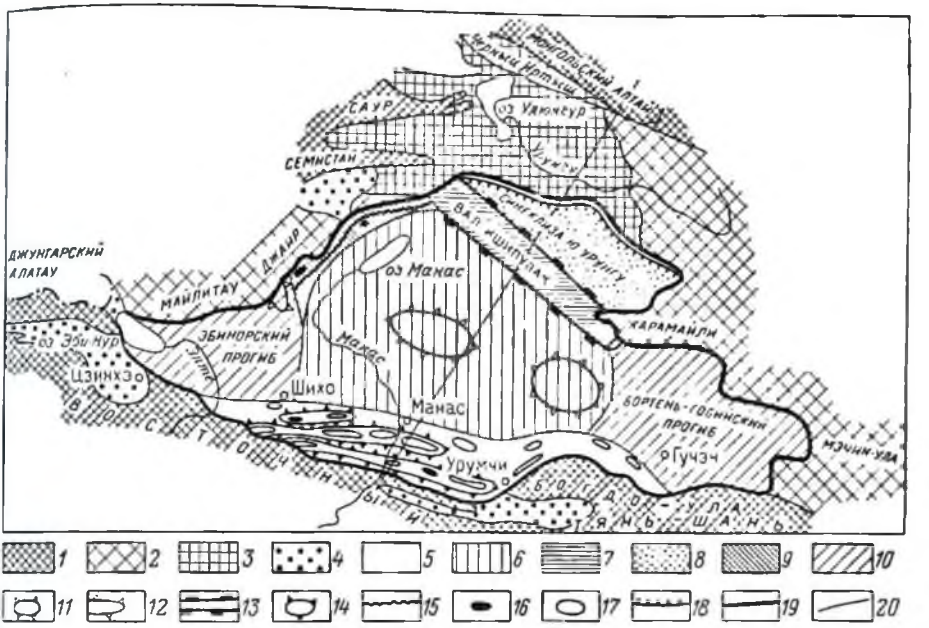
Помимо значительных ресурсов подземных вод бассейн обладает также большими ресурсами поверхностных вод, что позволяет считать его в целом достаточно водообеспеченным.

5. Джунгарский артезианский бассейн

Граница бассейна на северо-западе проходит по Джунгарскому Алатау и хребтам Майли и Уркашар, а на северо-востоке — по хр. Карамайли; от Улюнгуйского этот бассейн отделен невысокими левобережными горами р. Урунгу. Эти горные сооружения образуют внешнюю область питания и фундамент бассейна. Они сложены кристаллическими сланцами, кварцитами и филлитами нижнего палеозоя, распространенными в его восточной части, а также севернее Юаньху и в Бэйташане; конгломератами шаньцзы, принадлежащими к силуру — девону; отложениями серий цзинхэ и шуанцзыцзы девона — нижнего карбона, представленными песчаниками, сланцами, туфами, конгломератами, реже известняками, развитыми в хребтах Малишань, Сайэршань, Баэрлукашань и в районе Шуанцзыцзы. Заканчивается разрез палеозоя пермокарбоновыми известняками и мергелями шицяньтань, установленными на востоке бассейна. Обрамляющие бассейн горные сооружения и фундамент

принадлежат к герцинской складчатой области. В структуре фундамента выделяются Эбинорский, Бортень-Гобийский и Урумчинский прогибы, Центральный срединный массив, северо-западная краевая моноклиналь, вал Ишпулак и синеклиза Урунгу (рис. 19, 20).

Единичные проявления водоносности палеозойских отложений во внешней области питания бассейна наблюдались в горах, расположенных западнее



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

Рис. 19. Схематическая тектоническая карта Джунгарского бассейна («Нефтегазоносные бассейны...», 1965)

Складчатые области палеозойского возраста, образующие обрамление бассейна: *1* — высокогорные, *2* — низкогорные и холмистые; *3* — перекрытые маломощным покровом молодых осадков; *4* — впадины с мезокайнозойским осадочным выполнением небольшой мощности, примыкающие к нефтегазоносному бассейну. Джунгарский нефтегазоносный бассейн: *5* — складчатый борт (на палеозойском фундаменте). Платформенный борт: *6* — центральные части платформенного борта (массив на древнем фундаменте). Краевые части платформенного борта (на палеозойском фундаменте): *7* — вал Ишпулак; *8* — прогиб Южный Урунгу; *9* — северо-западная краевая моноклиналь; *10* — прогибы в западной и восточной краевых частях бассейна (на палеозойском фундаменте). Прочие обозначения: *11* — примерные контуры намечающихся сводовых поднятий; *12* — контуры крупных выступов типа структурных носов. Антиклинальные зоны нефтегазонакопления: *13* — платформенного типа (Ишпулакская), *14* — складчатого типа; *15* — Урхо-Карамайская моноклинальная зона нефтегазонакопления; *16* — нефтяные месторождения; *17* — локальные поднятия; *18* — краевые флексуры; *19* — граница нефтегазоносного бассейна; *20* — линия разреза

г. Карамай и пос. Урхэ на северо-западной окраине Джунгарской впадины. Наиболее распространенные дебиты родников около 0,1 л/с, минерализация воды до 2,15 г/л, редко встречаются родники с пресной водой (Хуан Чжао-тао, 1959).

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, представленная Джунгарской впадиной, сложена мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Среди триасовых отложений, широко распространенных в бассейне, установлены песчаники, конгломераты, глинистые сланцы. Подземные воды в них вскрыты в г. Карамай и пос. Урхэ, а также на юге бассейна между городами Урумчи и Гучен.

По Хуан Чжао-тао (1959), триасовые отложения района Карамай — Урхэ делятся на пачки K_1 и K_2, а последние на группы пород S_{1+2}, S_3, S_4, S_5, S_6, S_7, S_8 и т. д. Породы падают с северо-запада на юго-восток и собраны в синклинальные и антиклинальные складки. Между г. Карамай и пос. Урхэ проходит

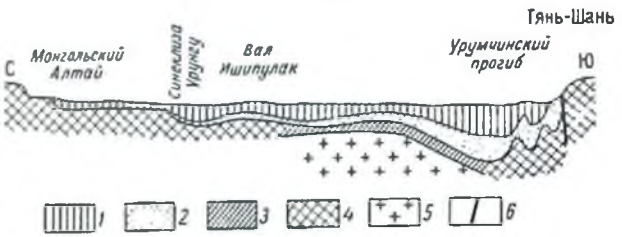


Рис. 20. Разрез через Джунгарский бассейн («Нефтегазоносные бассейны...», 1965)

1 — кайнозой; *2* — мезозой; *3* — палеозой, возможно не метаморфизованный; *4* — палеозой метаморфизованный, складчатый; *5* — докембрий; *6* — сбросы

зона разлома северо-восточного простирания, северо-западнее которой триасовые (?) отложения залегают на глубине 200—900 м, а юго-восточнее — около 1500 м.

Дуань Юн-хоу и Чжао Сюе-тунь (1964) указывают, что северо-восточнее разлома подземные воды, приуроченные к породам групп S_3 — S_7, гидрокарбонатные натриевые в верхней части разреза и хлоридные кальциевые на глубине 700 м, минерализация их с глубиной закономерно увеличивается. К юго-востоку от разлома подземные воды, относящиеся к породам групп S_{1+2}—S_3, из гидрокарбонатных натриевых переходят в хлоридные кальциевые, а глубже тип их не меняется, а только повышается минерализация, изменение которой вблизи разлома приводится в табл. 26.

Таблица 26

Группа пород	Скв. 369		Скв. 301	
	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л
S_{1+2}	1302	384	1671	339
S_3	1333	399	1733	545
S_4	1372	372	—	—
S_5	1443	326	1786	360
S_6	1470	234	1830	284
S_7	1508	370	1905	364

Из табл. 26 видно, что минерализация воды увеличивается от S_{1+2} к S_3, от S_3 к S_6 уменьшается и вновь увеличивается от S_6 к S_7, причем в S_3 она минимальная. Авторы связывают это с зоной разлома, по которой слабоминерализованные воды проникают до пород группы S_6 и опресняют породы групп S_5 и S_4.

К югу от разлома—северо-восточнее и юго-западнее г. Карамай — минерализация воды с глубиной также меняется (табл. 27).

Как видно из табл. 27, минерализация воды в местности, расположенной юго-западнее города, несколько ниже, чем в местности, находящейся северо-восточнее; при этом в одной и той же группе пород на юго-западе она, как правило, падает с глубиной, а на северо-востоке возрастает. По Дуань Юн-хоу и Чжао Сюе-туню (1964), уменьшение минерализации воды в первом из указанных районов связано с подтоком слабоминерализованных вод со стороны Тянь-

Шаня. В целом воды триасовых отложений относятся к высококонцентрированным рассолам. Помимо высокой минерализации и хлоридного кальциевого состава, для них характерны еще нафтеновые кислоты (3,2—644 мг/л), иод (0,2—12,4 мг/л), бор (0,4—250 мг/л).

Водовмещающие юрские породы представлены песчаниками, конгломератами и углями, не выдержанными в разрезе и по простиранию. К северо-востоку от г. Урумчи в верхней части разреза нижней юры выделяются три группы водоносных пород. Породы первой группы мощностью 24—56 м образуют несколько водоносных горизонтов, уровни которых устанавливаются на глубине 6—40 м, удельные дебиты скважин около 0,03 л/с, минерализация воды 0,2—19 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриевый. Мощность водовмещающих пород второй группы 23—64 м, уровень воды устанавливается на глубине 8—64 м, удельные дебиты скважин примерно такие же, как и в первой группе пород, минерализация воды 9—19 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый с сероводородом. Мощность третьей группы водоносных пород 15—55 м, уровни воды устанавливаются на 9—60 м ниже поверхности земли, удельные дебиты скважин 0,01—0,1 л/с, минерализация воды 2—11 г/л, состав хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый. В нижней части разреза нижней юры на глубине до 430 м установлен один горизонт мощностью 30—65 м, содержащий сульфатно-хлоридную натриевую воду; удельные дебиты скважин не превышают 0,03 л/с.

Таблица 27

Группа пород	Юго-западнее г. Карамай			Северо-восточнее г. Карамай		
	Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л	Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л
S_{1+2}	369	1302	384	313	1591	425
	29	1666	328	207	1780	464
	221	1960	311	—	—	—
S_3	369	1333	399	84	1306	435
	29	1703	373	301	1733	545
	221	2030	345	—	—	—
S_4	369	1372	372	313	1700	423
	221	2083	366	100	1722	500
	—	—	—	207	1873	696
S_5	369	1443	326	51	—	278
	227	1464	313	301	1786	360
S_6	369	1508	370	313	1863	347
	29	1847	395	301	1905	364
	221	2191	536	—	—	—

На северо-западе бассейна в районе г. Карамай воды в юрских отложениях вскрываются на глубине 200—600 м, минерализация их 2—5 г/л, состав сульфатный патриевый, из газов присутствует сероводород. Состав вод более глубоких горизонтов на описываемом участке и в центральной части бассейна, по данным Дуань Юн-хоу и Чжао Сюе-туня (1964), гидрокарбонатный натриевый. Возможно, этими водами питаются 10 родников, выходящих юго-западнее пос. Байкоуцюань. Воды их имеют сильный запах сероводорода и минерализацию до 26,3 г/л (Хуан Чжао-тао, 1959).

Воды юрских отложений вскрыты еще в северо-восточной части бассейна, южнее хр. Карамайли, где они обладают минерализацией до 79 г/л и напорным режимом.

Меловые отложения повсеместно распространены в бассейне, но наибольшими мощностями отличаются в его южной части. Южнее хр. Карамайли водовмещающими являются песчаники и конгломераты, залегающие на глубине

44—293 м и имеющие мощность 18—100 м. Минерализация воды 3,8—4,8 г/л, температура 12—13° С. В районе нефтяного месторождения Карамай высоконапорные воды меловых отложений встречены на глубине 70—380 м. Дебиты водопунктов достигают 5,6 л/с, минерализация воды 2—9 г/л (Хуан Чжао-тао, 1959). Между месторождением Карамай и оз. Манас (Ихэ-Хак) артезианские воды вскрыты в песчаниках и конгломератах меловой свиты тугулту. Мощность песчаников в среднем 10, иногда до 52 м; конгломератов — по данным исследований в районе пос. Байкоуцюань 26—45 м. Удельные дебиты скважин 0,02—0,57 л/с, вода хлоридная натриевая с минерализацией 15—58 г/л. В районе пос. Урхэ в меловых отложениях установлено до 10 водоносных горизонтов, содержащих сероводородную соленую воду, залегающую на глубине 58—208 м. Вместе с тем Хуан Чжао-тао (1959) указывает, что на более высоких и расчлененных участках, сложенных этими отложениями, отмечаются и менее минерализованные воды. Например, скв. 7 такие воды встречены на глубине 125—160 м, дебит скважины около 30 л/с, минерализация воды 1—5 г/л.

Палеогеновые отложения, как и меловые, пользуются максимальным развитием в южной части бассейна, где мощность их достигает 1450 м, в то время как в северной сокращается до 400 м. Водовмещающими являются песчаники и конгломераты. В районе Луляна, представляющего область поднятия, в описываемых отложениях формируются свободные хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,35—5,1 г/л; между оз. Манас и местностью Сяцзыцзе распространены пресные воды, залегающие на глубине 5—155 м, вода сульфатная натриевая или сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая. В пос. Байкоуцюань и в районе пос. Урхэ выходят восходящие родники, которые Хуан Чжао-тао (1959) связывает с водами палеогена — неогена, поднимающимися с глубины по зонам разрывных дислокаций. Минерализация воды 0,5—0,8 г/л. В южной части бассейна воды палеогеновых отложений вскрыты скважинами в районе пос. Манас на глубине 2000—2640 м, где установлено два водоносных высоконапорных горизонта с минерализацией воды 6—20 г/л.

Отложения неогена, характеризующиеся чрезвычайно пестрым составом, в предгорьях Тянь-Шаня имеют мощность до 5300 м, а в северной части бассейна не более 450 м. Вода в них встречена во многих пунктах. В поселках Мосаван и Сяояначи она находится на глубине 177—151 м и имеет напорный режим с падением пьезометров с юга на север. Удельные дебиты скважин 0,08—0,2 л/с, вода сульфатно-хлоридная. Западнее пос. Улан-Усу (Усу) воды неогеновых отложений вскрыты на глубине 1302 м. Пьезометрический уровень поднялся на 0,4 м выше поверхности земли, дебит скважины при свободном изливе воды составлял 5,4 л/с, минерализация не превышала 1 г/л. Северо-западнее этого населенного пункта воды встречены на структуре Капньдикэ, где они залегают на глубине 750—1300 м и также обладают высоким напором. Дебиты скважин при свободном изливе воды достигали 11,5—15 л/с.

Напорные фонтанирующие воды в песчаниках неогена обнаружены и на территории сельскохозяйственной станции Люгу, где они залегают на глубине 2200 м, и в пос. Хутубн, где скв. 1 и 2 вскрыли их на глубине 1300 м, а скв. 4 — 395 м. Дебит скважины в Люгу достигал 15 л/с, в Хутубн по данным опробования скв. 4 — 11,5 л/с. Вода пресная.

Южнее хр. Карамайли в неогеновых конгломератах вода находится на глубине 19,5—83 м. Приток ее к скважинам 0,25—1,1 л/с.

На северо-западе бассейна воды неогеновых отложений широко распространены в районе пос. Байкоуцюань. По данным Хуан Чжао-тао (1959), эти отложения образуют здесь идеальную артезианскую структуру. В нижней

части ее имеются три хорошо выдержанных водоносных горизонта, залегающих на глубине 25—200 м. Водовмещающими являются пески, крупность обломочного материала которых постепенно возрастает по направлению к внешней области питания бассейна. В этом же направлении сначала происходит уменьшение мощности, а затем и выклинивание водоупорных пород, благодаря чему водоносные горизонты соединяются и образуют здесь единую насыщенную толщу. Вода в этой части бассейна залегает на небольшой глубине и характеризуется слабым напором. По мере удаления от внешней области питания напоры возрастают и по обеим сторонам шоссе Карамай — Урхэ уровни поднимаются на 10—20 м выше поверхности земли. Дебиты скважин 17—22 л/с, дебиты многочисленных родников не превышают 2,4 л/с.

Четвертичные отложения составляют верхнюю часть осадочного чехла бассейна. В аллювиально-пролювиальных и аллювиальных отложениях верховьев речных долин, развитых главным образом в западной части внешней области питания, формируются грунтовые воды, режим которых зависит от выпадения осадков и режима поверхностных водотоков, с которыми эти воды имеют самую тесную связь. Хуан Чжао-тао (1959) отмечает, что в пойме р. Дорбуты и других аналогичных рек северо-западной части бассейна водовмещающие пески имеют мощность 10—30 м и более, вода залегает в них на 3—5 м ниже поверхности земли, притоки ее к колодцам, построенным в районе Урхэ, достигают 3—3,5 л/с, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый. По выходе из гор грунтовые воды попадают в зону высоких предгорий, сложенную грубыми аллювиально-пролювиальными и делювиальными образованиями. По данным Ван Юн-яня (1958), грунтовая вода на этих участках находится на глубине 30—70 м, минерализация ее менее 1 г/л. Переход предгорий в равнину сопровождается резким понижением рельефа. В связи с этим в переходной зоне уровень воды располагается неглубоко от поверхности земли (до 1,5 м), местами образуются обширные линейно-вытянутые участки естественных выходов воды, сопровождающиеся образованием заболоченностей, повышением минерализации ее до 1—3 г/л и на отдельных участках засолением земель. На некотором расстоянии от предгорий грунтовые воды вновь постепенно погружаются в сторону центральной части бассейна. Вследствие резкого уменьшения падения рельефа уклоны зеркала этих вод здесь также выполаживаются, скорость движения их заметно уменьшается.

Грунтовые воды, формирующиеся в озерно-аллювиальной равнине, имеют спорадическое распространение и отличаются пестрой минерализацией. Северо-западная часть бассейна, как отмечает Хуан Чжао-тао (1959), бедна этими водами, а если они и встречаются, то имеют высокую минерализацию. На обширной площади от г. Карамай до пос. Байшуйтань грунтовых вод в четвертичных отложениях практически нет. Они появляются лишь в 50 км от названных пунктов в аллювиальных отложениях р. Манас. В районе пос. Байкоуцюань распространены пестрые по составу воды с разницей в минерализации в двух близко расположенных скважинах от десятых долей до нескольких граммов на литр. Пресные воды образуют небольшие линзы, плавающие на соленой воде. В долине р. Манас и в районе оз. Манас грунтовые воды формируются в песках, крупность которых постепенно убывает от предгорий по падению долины. В районе озера водовмещающие породы представлены тонкими песками и суглинками. В пределах аллювиальной равнины грунтовые воды питаются за счет поверхностных вод р. Манас. Уровень их вблизи реки находится на 3—5 м ниже поверхности земли, с удалением от берегов он постепенно погружается. Минерализация воды вблизи русел рек обычно не превышает 0,8 г/л, на участках, расположенных

вдали от них, заметно возрастает. В районе оз. Манас минерализация вод необычайно пестрая. Дуань Юн-хоу и Чжао Сюе-тунь (1964) дают следующую схему изменения минерализации их в направлении от северных предгорий Тянь-Шаня к центральной части бассейна.

Грунтовые воды предгорных равнин:

$$M0{,}32\,\frac{HCO_3 75 SO_4 17}{Ca52(Na+K)26Mg\,22}\ T\ 11\,^{\circ}C.$$

Грунтовые воды равнин, лежащих ближе к центральной части впадины:

$$M15{,}6\,\frac{Cl54SO_4 40}{(Na+K)68Mg23},$$

$$M109\,\frac{Cl98}{(Na+K)93}\ T\ 13{,}5\,^{\circ}C,$$

$$M162\,\frac{Cl98}{(Na+K)96}\ T\ 13\,^{\circ}C.$$

В эоловых песках бассейна наряду с высокоминерализованными грунтовыми водами формируются линзы пресных вод, располагающиеся на соленых.

Помимо грунтовых в четвертичных отложениях бассейна установлены напорные воды. Основные горизонты их залегают на глубине 10—50 м, а в междуречье Манас — Куйтун более 50 м. Для этих горизонтов характерно постепенное уменьшение по мере удаления от предгорий Тянь-Шаня на север мощности и крупности терригенного материала, а также пьезометрических уровней и притоков воды к скважинам (удельные дебиты их на юге бассейна 5—10 л/с, а на севере до 0,1 л/с; пьезометрические уровни до пункта, находящегося на 45° с. ш., поднимаются до 10 м выше поверхности земли, а севернее устанавливаются уже на некоторой глубине от поверхности земли). Напорные воды, защищенные от испарения надежным водоупорным горизонтом, слабоминерализованные гидрокарбонатные (рис. 21, 22).

Дуань Юн-хоу и Чжао Сюе-тунь (1964) считают, что Джунгарский бассейн уже после пермского периода имел близкий к современному облик и представлял собой замкнутый внутриконтинентальный водоем. Исходя из этого, они разделяют воды его на современные и древние, погребенные. К современным относятся воды, формирующиеся в четвертичных, неогеновых и верхнепалеогеновых отложениях, к древним — все остальные воды чехла. Современные воды циркулируют в зоне активного водообмена, мощность которой в южной части бассейна достигает 2200 м, а в центральной уменьшается до 350 м. В районе г. Карамай воды зоны затрудненного водообмена близко подходят к поверхности земли, зона свободного водообмена, если и имеется там, то небольшой мощности. Таким образом, линия контакта между пресными и солеными водами в разрезе является сильно изогнутой и глубоко погруженной в южной части бассейна и пологой, залегающей относительно близко к поверхности земли, в северной. Все изложенное подтверждает мнение К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны...», 1965) о том, что основные области питания и создания напоров подземных вод бассейна находятся на юге, в горах Тянь-Шаня, и что он представляет собой прекрасный пример бассейна практически с односторонним питанием.

Подземные воды зон застойного и затрудненного водообмена бассейна разгружаются через литологические окна и с помощью разломов. Местами

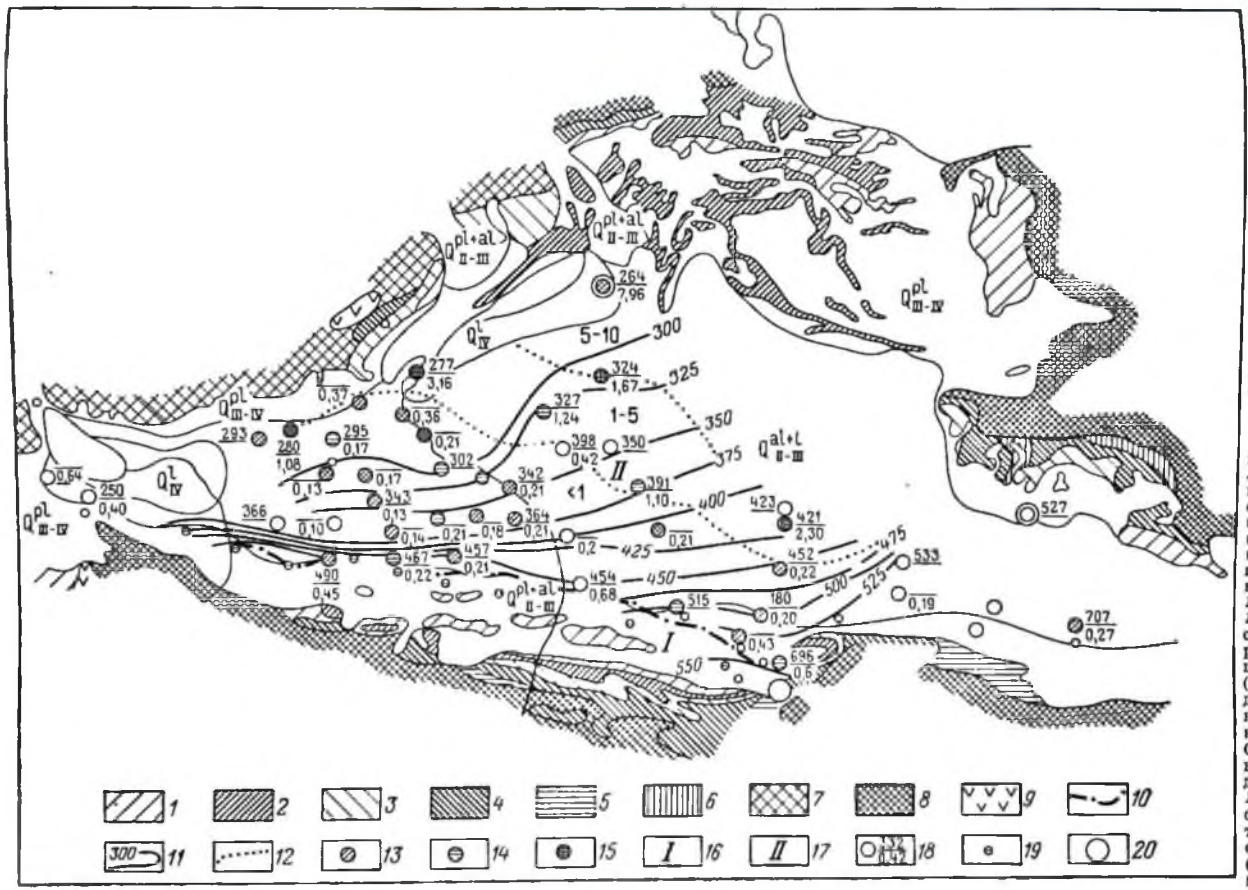


Рис. 21. Схематическая карта пьезоизогипс, минерализации и химического состава подземных вод четвертичных отложений Джунгарской впадины (по Дуань Юн-хоу и Чжао Сюетуню, 1964)

Q^{l}_{IV} — современные озерные отложения; Q^{pl}_{III-IV} — современные — верхнечетвертичные пролювиальные отложения; Q^{al+l}_{II-III} — средне-верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения: Q^{al+l}_{II-III} — средне-верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; *1* — неоген; *2* — палеоген; *3* — мел; *4* — юра; *5* — триас; *6* — верхний палеозой; *7* — средний палеозой, *8* — палеозой нерасчлененный; *9* — интрузивные породы; *10* — граница распространения напорных вод; *11* — пьезоизогипсы; *12* — граница распространения участков с разной минерализацией подземных вод (г/л). Подземные воды: *13* — гидрокарбонатные, *14* — сульфатные, *15* — хлоридные. Область: *16* — питания четвертичного водоносного комплекса; *17* — его напора. *18* — скважины: числитель — абсолютная отметка уровня воды (м), знаменатель — минерализация (г/л). *19* — родники; *20* — группа скважин

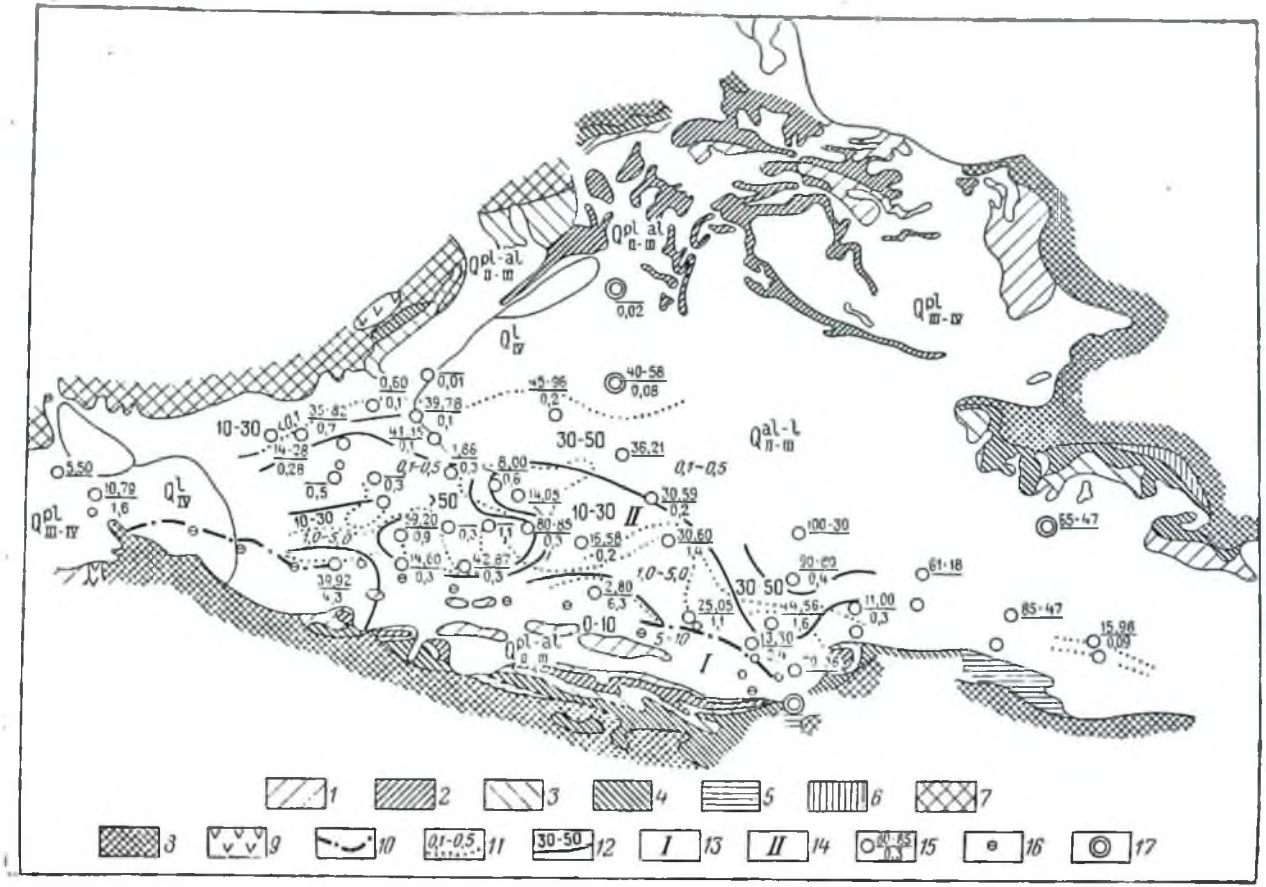


Рис. 22. Схематическая карта водоносности четвертичных отложений Джунгарской впадины (по Дунь Юн-хоу, Чжао Сюе-туню, 1964)

1—12 — условные обозначения те же, что на рис 21; область: *13* — питания четвертичного водоносного комплекса; *14* — его напора; *15* — границы участков с разной глубиной залегания подземных вод (м); *16* — скважины: числитель — глубина до воды (м), знаменатель — дебит (л/с); *17* — родники; *18* — группа скважин

они проявляются выходами родников с высокоминерализованной водой, но чаще разгружаются, очевидно, скрытно в вышележащие водоносные горизонты. Неглубоко залегающие подземные воды зоны активного водообмена и частично, возможно, затрудненного разгружаются путем эвапотранспирации, а также через речную сеть и озерные водоемы, в питании которых подземные воды, по-видимому, играют существенную роль. По Э. М. Мурзаеву (1966), только с площади трех озер бассейна — Манас, Эрик и Эби-Нур — по приуменьшенным данным ежегодно испаряется 3—3,5 км³ воды.

6. Барунхурайский артезианский бассейн

Бассейн находится между Монгольским Алтаем на севере, Байтакской группой гор восточного окончания Тянь-Шаня на юге, горами Хубчиин-Нуру и Эрдэни-Голутиин-Нуру на востоке и Барангиин-Хара-Нуру, Мургэн-Ула, Убкэтуп-Хара-Нуру и Тумуриин-Хара-Ула на западе. Все они образуют внешнюю область питания бассейна.

Барунхурайская впадина, расположенная между ними, является внутренней областью питания и накопления подземных вод его. Она представляет собой пологоволнистую равнину, среди которой выходят отдельные скалистые кряжи и группы сопок, имеющие относительную высоту в несколько десятков и сотен метров. Вследствие большой сухости воздуха и плохой орошаемости южной части бассейна гидрографическая сеть там отсутствует, водопункты также встречаются редко. Лишь на северном склоне его, где выпадает несколько больше осадков, имеется относительно хорошо развитая гидрографическая сеть, представленная речками Уэнчи-Гол, Бодончиин-Гол и Баджин-Гол, текущими в сторону впадины. В пределах некоторых речных долин установлены небольшие острова многолетнемерзлых пород.

Территория бассейна относится к раннегерцинской складчатой области. Вдоль юго-западных склонов Монгольского Алтая при сочленении его с Барунхурайской впадиной проходит Булганский глубинный разлом северо-западного простирания. Байтакская система разломов, состоящая из отдельных разрывных нарушений, образующих густую сеть тектонических швов, составляет второй крупный глубинный разлом, проходящий по подножию северных склонов хребтов Байтак и Хабтак.

В геологическом строении внешней области питания бассейна участвуют эффузивные и осадочно-метаморфические образования палеозоя, сильнодислоцированные и прорванные многочисленными интрузиями гранитов. Водовмещающими являются песчаники, кристаллические сланцы, конгломераты, аргиллиты, известняки, различного состава эффузивы и их туфы, гранитоиды. Водоносность пород в зоне их экзогенной трещиноватости слабая. Значительные ресурсы подземных вод формируются здесь в зонах разломов. Например, дебиты родников в зоне Булганского глубинного разлома до 14 л/с, а приуроченных к более мелким тектоническим нарушениям или к контактам различных пород не более 0,5—0,8 л/с. Минерализация воды родников, расположенных на юго-западном склоне Монгольского Алтая, 0,34—0,63 г/л, вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная, реже сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая и натриево-кальциевая, иногда магниево-натриевая и магниевая. В хребтах Байтакской группы минерализация родниковых вод повышается до 1,54 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый.

Подземные воды внутренней области питания бассейна практически не изучены. Вода поступает сюда главным образом со стороны Монгольско-Алтайского склона его в основном за счет потерь поверхностного стока и в меньшей степени подтока из водоносных комплексов, слагающих хребет. Таким образом, имеется достаточно оснований для предположения, что в северной, предгорной части внутренней области питания на относительно небольшой глубине развиты пресные или слабосолоноватые подземные воды. Это подтверждается редкими проявлениями там родников с дебитами 0,3—0,4 л/с, сульфатно-гидрокарбонатной патриевой водой и минерализацией около 1 г/л, а также данными геофизических исследований, показавших наличие в верхней части разреза осадочного чехла впадины маломощного водоносного горизонта спорадического распространения с сильноминерализованной водой. Второй водоносный горизонт мощностью 10—20 м намечается на контакте пород чехла с кристаллическим основанием. Вследствие незначительного количества атмосферных осадков в южной части бассейна и высокого испарения пополнение ресурсов подземных вод во внутренней области питания со стороны южного склона бассейна, по-видимому, практически отсутствует.

Разгружаются подземные воды бассейна путем испарения, что находит отражение в широком развитии на поверхности внутренней области питания выцветов солей и засоленных грунтов. Водообеспеченность бассейна неодинакова. Лучше обеспечена пресными подземными водами его северная часть, южная практически не обеспечена ими. Однако и в северной части ресурсов этих вод достаточно лишь для водоснабжения мелких потребителей.

7. Таримский артезианский бассейн

Этот бассейн самый крупный в Центрально-Азиатском районе, его площадь около 500 тыс. км^2. На севере внешняя область питания бассейна представлена южными склонами Тянь-Шаня, на востоке — невысоким хр. Бэйшань, на юге — горно-складчатыми сооружениями Куньлуня и Алтыштага. Таримская впадина, располагающаяся между этими хребтами, является внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна.

Внешняя область питания и фундамент бассейна сложены докембрийскими и палеозойскими осадочно-метаморфическими, эффузивными и интрузивными образованиями, а Таримская впадина выполнена мезо-кайнозойскими отложениями.

В тектонической структуре бассейна В. М. Синицын (1957а), К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны...», 1965) и др. выделяют центральную часть бассейна, представляющую собой мощный срединный Ойрхатский, или Таримский, массив, сложенный метаморфическими толщами докембрия и палеозоя; обрамляющие его герцинские складчатые сооружения Тянь-Шаня, Бэйшаня, Куньлуня и Алтыштага; Кучарский, Кашгарский, Предкуньлуньский и Черченский предгорные прогибы с мезо- и кайнозойскими образованиями мощностью до 8—10 км; Ниясский, Западно- и Восточно-Таримские своды, а также несколько других структур (рис. 23, 24). По южному борту впадины проходит крупное разрывное нарушение.

Докембрийские и палеозойские образования сложены гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, зеленокаменными породами, песчаниками, эффузивами кислого и среднего состава и их туфами, кварцитами, филлитами, граувакками. В разрезе верхнепалеозойских отложений наряду с некоторыми из названных пород наблюдаются еще прослои гипса, мергели,

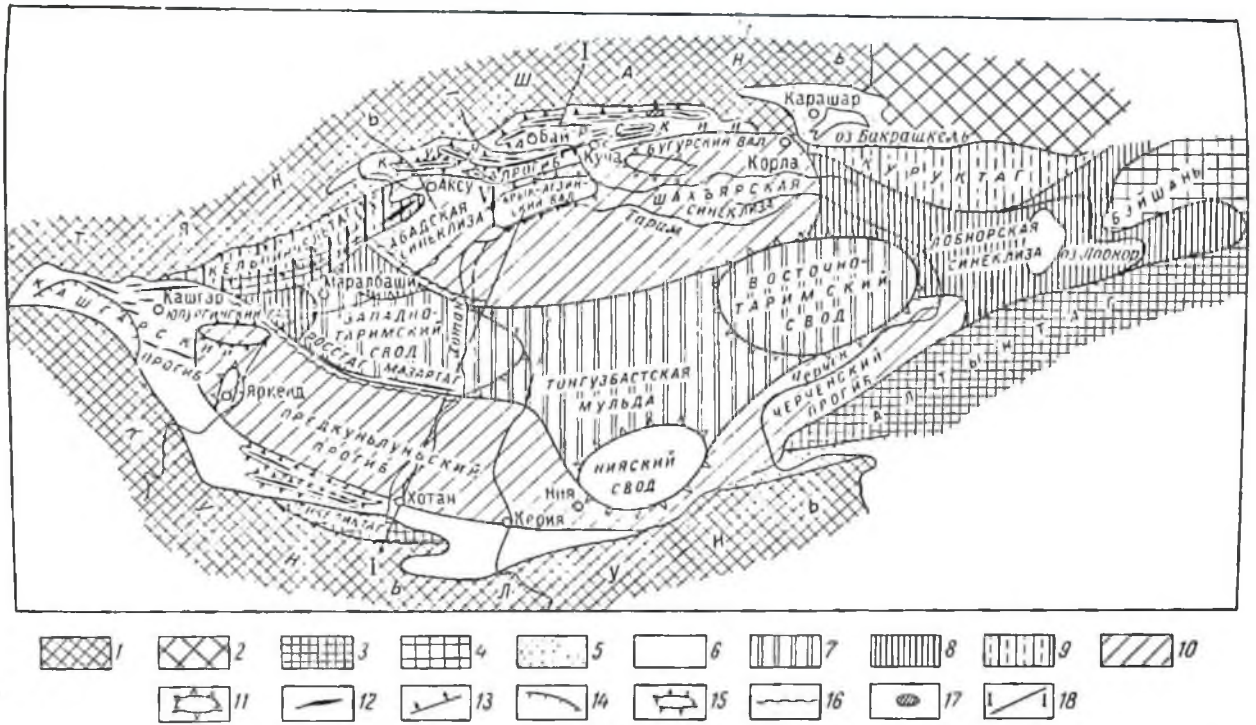


Рис. 23. Схематическая тектоническая карта Таримского бассейна («Нефтегазоносные бассейны ...» , 1965)

1 — складчатые сооружения палеозойской консолидации высокогорные; *2* — то же, низкогорные и холмистые; *3* — области докембрийской консолидации высокогорные; *4* — то же, низкогорные и холмистые глыбово-складчатые; *5* — внутренние впадины горно-складчатых областей с мезо-кайнозойским осадочным выполнением; *6* — складчатые борта внешних альпийских прогибов бассейна. Таримский докембрийский срединный массив: *7* — приядерная часть срединного массива — Ойхартская антеклиза; *8* — склоны срединного массива, лишенные мощного мезо-кайнозойского покрова; *9* — краевые части склонов, нарушенные и причлененные к Тянь-Шаню в результате альпийской складчатости; *10* — склоны массива с мощным мезо-кайнозойским покровом; *11* — примерные контуры крупных поднятий; *12* — оси антиклинальных складок; *13* — линейные моноклинальные приразрывные блоки (стрелка — направление падения слоев); *14* — Казыкартский надвиг; *15* — антиклинальные зоны нефтегазонакопления; *16* — возможные моноклинальные зоны нефтегазонакопления; *17* — нефтяное месторождение Ичнелик, *18* — линия разреза

красные песчанистые сланцы, угли. Подземные воды этих образований изучены слабо. По данным Чжи Би-женя и др. («Результаты обследования песков...», 1962), Чэн Мо-сяна и др. (1959), В. Н. Куприна (1960), Н. В. Роговской (1960) и др., в западной части горного обрамления бассейна, в горах Куньлуня и Тянь-Шаня, из этих пород выходят редкие родники с пресной водой. В восточной части внешней области питания родники наблюдаются преимущественно в зонах разломов, рассекающих породы докембрия и палеозоя, и, несмотря на это, характеризуются весьма невысокими дебитами. Минерализация воды 0,25—1,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

Триасовые отложения, выполняющие внутреннюю область питания, состоят из песчаников, сланцев, конгломератов. Отрывочные сведения об их водоносности имеются лишь по Кучарскому прогибу, в котором из конгломератов выходит несколько родников с дебитами 0,5—1,7 л/с. Минерализация воды

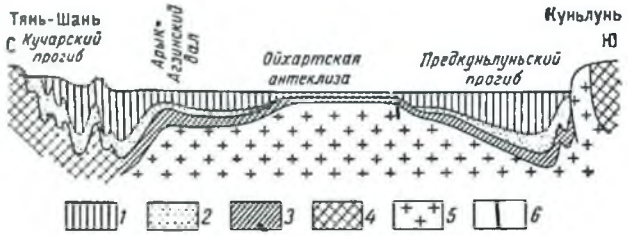


Рис. 24. Разрез через Таримский бассейн («Нефтегазоносные бассейны...», 1965)

1 — кайнозой; 2 — мезозой; 3 — палеозой платформенный; 4 — палеозой складчатый, метаморфизованный; 5 — докембрий; 6 — сбросы

около 0,3—0,4 г/л, состав сульфатный натриевый. В ней определены также незначительные количества азотной кислоты, закисного и окисного железа, аммиака, нафтеновых кислот.

Юрские отложения представлены мощной толщей угленосных образований, сложенных сланцами, песчаниками, углями, конгломератами. В верховьях сая Кекилек-Булак и по левобережью р. Тельвечек в том же прогибе наблюдались незначительные высачивания воды из нижнеюрских сланцев. Минерализация воды около 1 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый. Среднеюрские песчаники более водоносны. Они питают родники с дебитами 0,01—0,5 л/с. Минерализация воды 1,6—6,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый и хлоридный натриево-магниевый. В воде всех родников присутствуют сероводород, азотистая, азотная и нафтеновая кислоты, закисное и окисное железо, аммиак.

Меловые песчаники и конгломераты, местами гипсоносные, питают родники с дебитами 0,02—0,5 л/с. Минерализация воды 0,25—15,9 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, сульфатный кальциевый, реже хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

Отложения палеогена — неогена, выполняющие Кучарский прогиб, состоят из пестроцветных песчаников, глинистых сланцев, мергелей, конгломератов, известняков и каменной соли. Подземные воды, формирующиеся в их глубоких горизонтах, представлены хлоридными натриевыми рассолами с минерализацией 40—390 г/л. Родники с подобной водой имеются на Чультаге и в районе Канского нефтяного месторождения. На Точерменской антиклинали изве-

ены сероводородные родники с минерализацией воды до 2,8 г/л сульфатного кальциево-патриевого состава. На Чультаге наряду с высокоминерализованными водами имеются проявления пресных гидрокарбонатных кальциевых и солоноватых и соленых вод с минерализацией до 13 г/л хлоридно-сульфатного патриевого состава. Водоносность отложений слабая, дебиты родников составляют сотые доли литра к секунду, редко первые десятые.

Высокоминерализованные хлоридные натриевые и патриево-кальциевые воды в Таримской впадине, связанные с мезозойскими и кайнозойскими отложениями, помимо Кучарского прогиба распространены, по-видимому, в глубоких горизонтах Кашгарского, Предкуньлуньского и Черченского прогибов. Об этом свидетельствуют, в частности, данные В. М. Синицына (1957а), встретившего в 70—80 км северо-западнее Кашгара выходы из меловых отложений родников, в которых вместе с водой выделялась нефть, а из газов — метан.

Четвертичный водоносный комплекс широко распространен в бассейне. По данным Чжоу Дин-жу и Чжао-цзи (1961), мощность его 400—500 м. Он представлен аллювиальными, делювиально-пролювиальными, аллювиальными, озерными, ледниковыми и эоловыми образованиями, занимающими большую часть поверхности впадины (около 271 тыс км²; Петров, 1967).

Воды аллювиально-пролювиальных отложений приурочены к небольшим логам и долинам, расчленяющим главным образом склоны гор внешней области питания. Они формируются преимущественно за счет дренирования прилегающих к долинам возвышенностей и вод поверхностных водотоков, берущих начало высоко в горах. Осадки вследствие их незначительного количества и сильного испарения в питании этих вод, вероятно, не имеют существенного значения. Родники западной части бассейна, лучше орошаемой атмосферной влагой, достаточно мощные, с пресной водой смешанного по анионам и катионам состава. В отличие от них родники восточной части бассейна обычно малодебитны, в составе воды преобладают хлориды, сульфаты и натрий, минерализация иногда достигает 2—3 г/л.

Делювиально-пролювиальные образования слагают предгорные равнины и у самых предгорьев представлены грубообломочным и плохо отсортированным материалом, который по мере удаления от гор заменяется более тонким. Чжи Би-жень и др. («Природные особенности...», 1962) указывают, что глубина залегания воды в различных частях предгорной равнины неодинакова: в верхней части 50—100 м, в средней 30—50 м, а далее по направлению к пустыне уменьшается вплоть до выклинивания на некоторых участках. В краевой части бассейна воды свободные, по мере удаления от гор становятся напорными. Восполняются ресурсы этих вод главным образом за счет подземных вод, поступающих со стороны внешней области питания, по основным источником, как отмечают Чэнь Мо-сян и др. (1959), В. Н. Купин (1960) и др., являются большие и малые реки, которые по выходе из гор разливаются по поверхности подгорной равнины и теряют большую часть своего стока, а на отдельных участках и полностью в отложениях последней. В. Н. Купин предполагает, что эти воды питают и глубокие напорные воды бассейна.

Аллювиальные отложения выполняют древние и современные долины рек. Мощность их, вероятно, довольно значительная, но изученная часть разреза в среднем течении р. Тарим составляет 80—100 м (Чэнь Мо-сян и др., 1959; Роговская, 1960). До указанной глубины отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками, чередующимися с маломощными прослоями супесей и суглинков, преобладающих в верхней части разреза. Глубина залегания грунтовых вод в этих отложениях небольшая, но все же несколько разнится

в отдельных его частях. По данным Чжи Би-женя и др. («Природные особенности ...», 1962), к западу от пос. Яркенд она составляет 3—5 м, но на самом западе этого участка несколько меньше, чем на востоке; в районе пос. Упал эти воды залегают на глубине более 10 м, поселков Янгисар и Цюйпуху 1—3 м, в оазисных участках в южной части пустыни Такла-Макан 5—10 м, несколько севернее 3—5 м, ближе к руслам рек 1—3 м. Между реками Хотан и Яркенд в центральной части площади зеркало грунтовых вод опускается больше чем на 5 м, а по направлению к руслам рек постепенно повышается. По Чэнь Мосяну и др. (1959), в аллювиальных отложениях среднего течения р. Тарим по мере приближения к руслу последней глубина залегания воды уменьшается. В районе Аудена на южном берегу Тарима на заливных лугах вода встречается на глубине около 1 м, на первой террасе 1—3 м, на второй 3—5 м, а в 3—5 км от реки уже 7—9 м. В нижнем течении р. Тарим грунтовые воды находятся на глубине 2 м, а далее к югу — 4—6 м.

Скорость движения аллювиальных вод в различных частях бассейна неодинакова. Как указывают Чэнь Мо-сян и др. (1959), вне зоны влияния Тарима она составляет 0,4 м/год, в узкой полосе влияния руслового потока 1—100 м/год. Коэффициенты фильтрации аллювиальных песков 3—7 м/сут (Роговская, 1960). Приведенные данные показывают, что в аллювиальных отложениях Таримской впадины на небольшой глубине повсеместно распространены грунтовые воды, образующие огромный, малоподвижный поток, относительно которого лишь более быстро движутся к своим базисным уровням грунтовые воды, непосредственно связанные с русловыми водами рек.

Восполнение ресурсов грунтовых вод аллювия осуществляется за счет подземных и речных вод, поступающих в бассейн со стороны южного склона Тянь-Шаня и северных склонов Куньлуня и Алтынтага, а во внутренней области питания главным образом за счет русловых потерь Тарима, Хотана, Яркенда, Аксу, Черчена, Кончедарьи и других рек. Очевидно, главная масса влаги поступает со стороны Тянь-Шаня, где широко развита гидрографическая сеть. Осадки выпадающие в Такла-Маканской пустыне, существенной роли в их питании, по-видимому, не играют, так как их очень мало и значительная часть в связи с большой сухостью воздуха испаряется, не достигнув поверхности земли. По данным Чэнь Мо-сяна и др. (1959), р. Тарим теряет на протяжении 1 км около 100 л/с воды, такую же величину указывает и Н. В. Роговская (1960).

Эоловые пески образуют в бассейне несколько массивов, самым значительным из которых является Такламаканский, затем следуют Балькум, Тагкум, Янгисар, Терембазар, Лобнорский и несколько еще более мелких, расположенных на левом берегу Тарима в дельтах Аксу, Музарта и др. Пески тонко- и мелкозернистые, местами с примесью средних и крупных. Отличительная особенность их по сравнению с песками других провинций Китая — повышенная засоленность, что М. П. Петров (1967) связывает с засолением пород, из которых они образовались. Есть достаточные основания для утверждения, что в огромном море песков пустыни Такла-Макан под влиянием процессов конденсации влаги из воздуха и слабой инфильтрации осадков формируется маломощный горизонт грунтовых вод. Располагая очень ограниченными источниками восполнения ресурсов, он, по-видимому, распространен спорадически и приурочен к пониженным участкам поверхности аллювиальных отложений, на которых залегают пески и с грунтовыми водами которых он, вероятно связан. Скудные сведения об этих водах имеются в трудах Песчаной экспедиции АН КНР, сотрудники которой в 1959 г. пересекли пустыню Такла-Макан

в нескольких местах. Так, по данным Чжи Би-женя и др. («Природные особенности...», 1962), в песках Букли в юго-западной части пустыни грунтовые воды залегают между дюнами на глубине 4—5 м и характеризуются довольно высокой минерализацией. В дюнах в районе оазиса Куча пресные грунтовые воды располагаются на глубине 2—3 м, на такой же глубине они находятся между дюнами к юго-востоку от пос. Аксу. На окраине массива песков, находящегося юго-западнее пос. Курля, зеркало грунтовых вод вскрывается на 5—10 м ниже поверхности земли. Чжи Би-жень и др. («Результаты обследования песков...», 1962) указывают, что иногда здесь среди песков наблюдаются пресные родники. В песках, развитых в центральной части среднего течения р. Тарим к северу от р. Вэйгань и к югу от р. Угеньдарьи, по данным тех же исследователей, грунтовые воды залегают на глубине до 5 м. Чжи Би-жень и др. («Природные условия...», 1962) в районе пос. Ипсу в восточной части бассейна зафиксировали значительное количество «морей» между дюнами, приуроченных, по-видимому, к эрозионным понижениям рельефа, в которых обнажилось зеркало грунтовых вод, лежащее неглубоко от поверхности земли.

Э. М. Мурзаев (1966), говоря об особенностях водного режима Таримской впадины, сообщает, что суммарный сток таких рек, как Каракаш и Юрункуш, образующих р. Хотан, у выхода из гор превышает 4 км³ в год. Из них сбрасывается в Тарим немногим более 1 км³, остальная вода используется в оазисах на орошение земель и водоснабжение и уходит на питание грунтовых вод. Река Тарим, по его же данным, пересекая пустыню с запада на восток, доносит до конечных озер только 20% своих водных ресурсов. Таким образом, на всем тысячекилометровом пути Тарим снабжает водами грунтовый поток обширной аллювиальной равнины, а также отдает их на испарение в тысячи рукавов, стариц, мелких, хорошо прогреваемых озерков.

При столь значительном объеме питания возникает вопрос: куда расходуются поступающие в грунтовый поток воды, каким образом происходит разгрузка его? Анализ фактического материала и природной обстановки бассейна (сухость климата, застойный режим грунтовых вод при незначительной глубине их залегания, тонкозернистый состав грунтов, обеспечивающий высоту капиллярно-пленочного поднятия растворов, и т. д.) дает достаточные основания для утверждения, что она осуществляется путем потерь воды на эвапотранспирацию, так как области региональной разгрузки на его площади отсутствуют. Эти особенности привели к чрезвычайно пестрой и на отдельных участках высокой минерализации грунтовых вод, а также к очень широкому развитию процессов засоления земель.

Пресные преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5—1 г/л встречаются лишь в долинах современных рек и в зоне их влияния, ширина которой определяется местными условиями и на разных берегах рек может отличаться. Так, по северному берегу Тарима после поймы в пределах следующих 0,5—1 км минерализация воды повышается до 1—3 г/л, состав ее при этом изменяется на гидрокарбонатный натриевый или сульфатный натриевый. Далее от берега минерализация воды возрастает до 10—30 г/л, состав ее становится хлоридным натриевым. В других местах зона пресных вод, образовавшихся под влиянием русловых вод Тарима, колеблется от 1 до 5 км. На южном берегу Тарима в его среднем течении ширина этой зоны превышает 8 км, состав воды гидрокарбонатно-хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный.

О минерализации грунтовых вод других районов Таримского бассейна имеются следующие сведения. Чжи Би-жень и др. («Природные особенности...»,

в отдельных его частях. По данным Чжи Би-женя и др. («Природные особенности ...», 1962), к западу от пос. Яркенд она составляет 3—5 м, но на самом западе этого участка несколько меньше, чем на востоке; в районе пос. Упал эти воды залегают на глубине более 10 м, поселков Янгигисар и Цюйпуху 1—3 м, в оазисных участках в южной части пустыни Такла-Макан 5—10 м, несколько севернее 3—5 м, ближе к руслам рек 1—3 м. Между реками Хотан и Яркенд в центральной части площади зеркало грунтовых вод опускается больше чем на 5 м, а по направлению к руслам рек постепенно повышается. По Чэнь Мосяну и др. (1959), в аллювиальных отложениях среднего течения р. Тарим по мере приближения к руслу последней глубина залегания воды уменьшается. В районе Аудена на южном берегу Тарима на заливных лугах вода встречается на глубине около 1 м, на первой террасе 1—3 м, на второй 3—5 м, а в 3—5 км от реки уже 7—9 м. В нижнем течении р. Тарим грунтовые воды находятся на глубине 2 м, а далее к югу — 4—6 м.

Скорость движения аллювиальных вод в различных частях бассейна неодинакова. Как указывают Чэнь Мо-сян и др. (1959), вне зоны влияния Тарима она составляет 0,4 м/год, в узкой полосе влияния руслового потока 1—100 м/год. Коэффициенты фильтрации аллювиальных песков 3—7 м/сут (Роговская, 1960). Приведенные данные показывают, что в аллювиальных отложениях Таримской впадины на небольшой глубине повсеместно распространены грунтовые воды, образующие огромный, малоподвижный поток, относительно которого лишь более быстро движутся к своим базисным уровням грунтовые воды, непосредственно связанные с русловыми водами рек.

Восполнение ресурсов грунтовых вод аллювия осуществляется за счет подземных и речных вод, поступающих в бассейн со стороны южного склона Тянь-Шаня и северных склонов Куньлуня и Алтынтага, а во внутренней области питания главным образом за счет русловых потерь Тарима, Хотана, Яркенда, Аксу, Черчена, Кончедарьи и других рек. Очевидно, главная масса влаги поступает со стороны Тянь-Шаня, где широко развита гидрографическая сеть. Осадки выпадающие в Такла-Маканской пустыне, существенной роли в их питании, по-видимому, не играют, так как их очень мало и значительная часть в связи с большой сухостью воздуха испаряется, не достигнув поверхности земли. По данным Чэнь Мо-сяна и др. (1959), р. Тарим теряет на протяжении 1 км около 100 л/с воды, такую же величину указывает и Н. В. Роговская (1960).

Эоловые пески образуют в бассейне несколько массивов, самым значительным из которых является Такламаканский, затем следуют Балькум, Тагкум, Янгисар, Терембазар, Лобнорский и несколько еще более мелких, расположенных на левом берегу Тарима в дельтах Аксу, Муаарта и др. Пески тонко- и мелкозернистые, местами с примесью средних и крупных. Отличительная особенность их по сравнению с песками других провинций Китая — повышенная засоленность, что М. П. Петров (1967) связывает с засолением пород, из которых они образовались. Есть достаточные основания для утверждения, что в огромном море песков пустыни Такла-Макан под влиянием процессов конденсации влаги из воздуха и слабой инфильтрации осадков формируется маломощный горизонт грунтовых вод. Располагая очень ограниченными источниками восполнения ресурсов, он, по-видимому, распространен спорадически и приурочен к пониженным участкам поверхности аллювиальных отложений, на которых залегают пески и с грунтовыми водами которых он, вероятно связан. Скудные сведения об этих водах имеются в трудах Песчаной экспедиции АН КНР, сотрудники которой в 1959 г. пересекли пустыню Такла-Макан

в нескольких местах. Так, по данным Чжи Би-женя и др. («Природные особенности...», 1962), в песках Букли в юго-западной части пустыни грунтовые воды залегают между дюнами на глубине 4—5 м и характеризуются довольно высокой минерализацией. В дюнах в районе оазиса Куча пресные грунтовые воды располагаются на глубине 2—3 м, на такой же глубине они находятся между дюнами к юго-востоку от пос. Аксу. На окраине массива песков, находящегося юго-западнее пос. Курля, зеркало грунтовых вод вскрывается на 5—10 м ниже поверхности земли. Чжи Би-жень и др. («Результаты обследования песков...», 1962) указывают, что иногда здесь среди песков наблюдаются пресные родники. В песках, развитых в центральной части среднего течения р. Тарим к северу от р. Вэйгань и к югу от р. Угеньдарьи, по данным тех же исследователей, грунтовые воды залегают на глубине до 5 м. Чжи Би-жень и др. («Природные условия...», 1962) в районе пос. Инсу в восточной части бассейна зафиксировали значительное количество «морей» между дюнами, приуроченных, по-видимому, к эрозионным понижениям рельефа, в которых обнажилось зеркало грунтовых вод, лежащее неглубоко от поверхности земли.

Э. М. Мурзаев (1966), говоря об особенностях водного режима Таримской впадины, сообщает, что суммарный сток таких рек, как Каракаш и Юрункуш, образующих р. Хотан, у выхода из гор превышает 4 км³ в год. Из них сбрасывается в Тарим немногим более 1 км³, остальная вода используется в оазисах на орошение земель и водоснабжение и уходит на питание грунтовых вод. Река Тарим, по его же данным, пересекая пустыню с запада на восток, доносит до конечных озер только 20% своих водных ресурсов. Таким образом, на всем тысячекилометровом пути Тарим снабжает водами грунтовый поток обширной аллювиальной равнины, а также отдает их на испарение в тысячи рукавов, стариц, мелких, хорошо прогреваемых озерков.

При столь значительном объеме питания возникает вопрос: куда расходуются поступающие в грунтовый поток воды, каким образом происходит разгрузка его? Анализ фактического материала и природной обстановки бассейна (сухость климата, застойный режим грунтовых вод при незначительной глубине их залегания, тонкозернистый состав грунтов, обеспечивающий высоту капиллярно-пленочного поднятия растворов, и т. д.) дает достаточные основания для утверждения, что она осуществляется путем потерь воды на эвапотранспирацию, так как области региональной разгрузки на его площади отсутствуют. Эти особенности привели к чрезвычайно пестрой и на отдельных участках высокой минерализации грунтовых вод, а также к очень широкому развитию процессов засоления земель.

Пресные преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5—1 г/л встречаются лишь в долинах современных рек и в зоне их влияния, ширина которой определяется местными условиями и на разных берегах рек может отличаться. Так, по северному берегу Тарима после поймы в пределах следующих 0,5—1 км минерализация воды повышается до 1—3 г/л, состав ее при этом изменяется на гидрокарбонатный натриевый или сульфатный натриевый. Далее от берега минерализация воды возрастает до 10—30 г/л, состав ее становится хлоридным натриевым. В других местах зона пресных вод, образовавшихся под влиянием русловых вод Тарима, колеблется от 1 до 5 км. На южном берегу Тарима в его среднем течении ширина этой зоны превышает 8 км, состав воды гидрокарбонатно-хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный.

О минерализации грунтовых вод других районов Таримского бассейна имеются следующие сведения. Чжи Би-жень и др. («Природные особенности...»,

1962) указывают, что в юго-западных районах пустыни Такла-Макан она постепенно повышается с запада на восток: в районе пос. Упал составляет 0,2—0,6 г/л, у пос. Актас 0,6—2 г/л, а у пос. Янги-Гисар 10 г/л. В оазисных районах в южной части Такла-Макана минерализация воды изменяется в пределах 1—3 г/л, к северу возрастает до 3—5 г/л, между реками Хотан и Яркенд она так высока, что воды не могут использоваться ни для питья, ни для орошения.

Приведенные данные показывают, что в разрезе верхней части осадочного чехла Таримского бассейна, сложенного четвертичными отложениями, достаточно отчетливо намечается горизонтальная зональность в изменении химического состава грунтовых вод. В общей форме она выражается в постепенном увеличении их минерализации от внешней области питания бассейна к внутренней. Однако в пределах последней распределение ее весьма сложное, обусловленное опресняющим влиянием русловых вод поверхностных водотоков, которые разделяют внутреннюю область питания на весьма неодинаковые по размерам и форме участки, характеризующиеся только им свойственной горизонтальной зональностью, направленной от русловых потоков к центральным частям междуречных пространств.

На формирование состава грунтовых вод помимо поверхностных водотоков влияют рельеф и климат. Вследствие высокого испарения воды, залегающие неглубоко от поверхности земли, минерализованы наиболее сильно. Как отмечают Чань Мо-сяп и др. (1959), в одной из скважин, находящейся южнее русла Тарима (в средней части его течения), минерализация грунтовых вод изменяется следующим образом: 2,85 м — 24,73 г/л; 4,3 м — 22,16 г/л и 7,15 м — 20,92 г/л. Мощность зоны высокоминерализованных грунтовых вод на отдельных участках внутренней области питания, ограниченных поверхностными водотоками, очевидно, неодинакова. По данным тех же автором, в скважине, расположенной примерно в 4,5 км от северного берега Тарима, минерализация воды достигала 508 г/л, а на глубине 47 м — 1 г/л. В центральной части бассейна, удаленной от внешней области питания на многие десятки километров, она будет, видимо, еще больше. По аналогии с Джунгарским бассейном можно предположить, что мощность этой зоны будет составлять 100—120 м. Глубже должны располагаться пресные или слабосолоноватые подземные воды.

Таким образом, из изложенного следует, что в наиболее глубоких прогибах бассейна распространены высокоминерализованные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды с микрокомпонентами. Мощность образуемой ими зоны не установлена, но, очевидно, она достаточно большая. Вверх по разрезу минерализация воды постепенно понижается и на какой-то глубине вода становится пресной. В настоящее время из-за отсутствия фактического материала определить мощность зоны пресных вод невозможно. Основываясь на данных по Джунгарскому бассейну и некоторым бассейнам Туранского гидрогеологического района сходной структуры, можно предположить, что максимальное развитие (несколько сотен метров, а возможно, и более 1000 м) она имеет на участках, примыкающих к горному обрамлению бассейна. По направлению к его центральной части нижняя поверхность этой зоны постепенно повышается, однако полностью она не выклинивается. Вторая зона высокоминерализованных вод, формирующаяся главным образом под влиянием сухого и жаркого климата, располагается в приповерхностной части земли и продолжается, очевидно, до глубины 100—120 м. В пределах этой зоны минерализация воды постепенно уменьшается, а хлоридный натриевый состав ее изменяется на гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

Восточнее Таримской впадины располагается впадина Дуньхуан, которая, судя по структуре этой части участка, представляет с ней одно целое. В гидрогеологическом отношении впадина может быть определена как внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, а обрамляющие ее хребты — с юга Наньшань (Цилиньшань), а с севера — Масушань (Бэйшань) — как внешняя область его питания. Бассейн вытянут в широтном направлении примерно на 220 км при ширине от 65 км на востоке до 110 км на западе. Основной водной артерией бассейна является р. Сулахэ, несущая свои воды в горько-соленое оз. Холача. Слева в эту реку впадают реки Данхэ и Дашихэ, берущие начало в ледниковых горах Наньшаня. Лишь р. Данхэ доносит свои воды в паводковые периоды до р. Сулахэ, в то время как р. Дашихэ теряется в песках и никогда не достигает ее. По данным Жень Фу-хуна и Ху Хуа-чжоу (1959), в 1952 г. максимальный расход р. Сулахэ в паводковый период в районе Чанмабао составлял 630 м³/с, в районе Шуантопу — 370 м³/с. Около 40% поверхностного стока уходит на грунтовое питание. В засушливые периоды река пополняет свои водные ресурсы за счет подземных вод. Озеро Холача в прошлом имело значительно большие размеры и, по-видимому, соединялось с оз. Лобнор. В настоящее время эта связь потеряна, и оно продолжает сокращаться.

Впадина представляет собой грабен, а обрамляющие ее горы — горсты, в геологическом строении которых принимают участие главным образом сильнодислоцированные метаморфические породы и граниты палеозоя. Разрез отложений, выполняющих впадину, изучен слабо. По отрывочным данным и по аналогии с Таримским бассейном можно предполагать, что он сложен триасовыми, юрскими, меловыми и, по-видимому, палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. В составе этих отложений упоминаются конгломераты и песчаники, кроме того, указывается на широкое развитие делювиальных образований, слагающих предгорные шлейфы и имеющих мощность около 40 м, и аллювиальных, выполняющих речные долины древних и современных рек.

Сведения о водоносности коренных пород горного обрамления очень скудны. По данным Яо Те-шаня (1959), в хр. Маузуньшань, относящемся к системе Бэйшаня, имеется несколько родников, выходящих из гранитов или на контакте последних с четвертичными отложениями. Дебиты родников 0,25—1,25 л/с, чаще меньше. Вода гидрокарбонатно-сульфатная пресная.

Данные о подземных водах мезозойских и палеоген-неогеновых отложений, предположительно выполняющих впадину Дуньхуан, отсутствуют. В четвертичных отложениях, по Жень Фу-хуну и Ху Хуа-чжоу (1959), вода встречена в делювиальных и аллювиальных образованиях. Ресурсы грунтовых вод делювиальных отложений, обрамляющих подножие Наньшаньских гор, пополняются главным образом за счет потерь поверхностного стока и оросительных вод.

По наблюдениям на р. Кэньчан при расходе ее 2 м³/с инфильтрация в эти отложения с каждого километра течения реки составляет 0,08 м³/с. В верхней части массива делювиальных отложений имеется один водоносный горизонт, но по мере движения к центральной части впадины в их разрезе увеличивается число прослоев глинистых пород и появляются два или три водоносных горизонта, причем первый свободный, а второй и третий напорные (делювиальный массив Чанма).

Глубина залегания грунтовых вод на площади бассейна изменяется с юга на север и по падению долины р. Сулухэ. В области питания воды находятся на глубине более 10 м, в области накопления 3—10 м, на участках разгрузки выходят на поверхность в виде родников или образуют заболоченности. Родники,

в частности, наблюдались в районе м. Чанма, где суммарный дебит их достигает 4 м³/с. Наиболее распространенная глубина залегания воды здесь 0,8—1,5 м.

В районе делювиального массива р. Ташихэ подземный сток преграждается горами, в результате глубина залегания воды уменьшается и местами они выходят на поверхность, где, испаряясь, сильно засоляются и образуют солончаковые болота.

На площади делювиального массива р. Данхэ грунтовые воды залегают на глубине 10 м. Их широко используют для орошения, для чего здесь пробурено много неглубоких скважин. Колебание уровня воды составляет 1,7 м. Наиболее высокие уровни наблюдаются в апреле — мае и ноябре — декабре, низкие — в феврале и сентябре. Жень Фу-хун и Ху Хуа-чжоу (1959) указывают, что в целом на территории бассейна отмечается тенденция к снижению уровня воды, выражающаяся в исчезновении одних родников и уменьшении дебита других, в понижении уровня воды в колодцах. По наблюдениям местных жителей за 19 лет уровень воды в районе пос. Дуньхуан понизился на 0,5 м, что связано либо с новейшими тектоническими движениями, либо с усилившейся засушливостью климата, либо с тем и другим.

На участках, примыкающих к горному обрамлению бассейна, минерализация воды делювиальных отложений 0,4—0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциево-натриевый. По мере удаления от гор минерализация постепенно возрастает до 7 г/л, а состав воды становится сульфатно-хлоридным натриево-магниевым. Увеличение минерализации обусловлено составом водовмещающих пород и там, где они залегают неглубоко от поверхности, интенсивным испарением. Примерно такие же минерализация и состав воды в узкой аллювиальной долине р. Сулухэ (0,8—10,2 г/л, состав преимущественно сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый). Таким образом, несмотря на достаточно пестрые состав и минерализацию подземных вод, все же наблюдается тенденция увеличения последней от внешней области питания бассейна к внутренней.

Основная область питания располагается, по-видимому, в южной части бассейна, где зарождаются главные реки и имеются многочисленные родники. Подземные воды используются здесь для водоснабжения и орошения. Северная часть бассейна, примыкающая к горам Бэйшаня, орошается, вероятно, значительно слабее. Поверхностные водотоки там практически отсутствуют, родники наблюдаются редко, а грунтовые воды, залегающие на тех же гипсометрических уровнях, что и в южной части бассейна, характеризуются высокой минерализацией.

8. Баграшкёльский артезианский бассейн

Горное обрамление бассейна представлено хребтами Нарат, Барохотан, Куруктаг, Кызылтаг и др., входящими в состав горной системы Тянь-Шаня. Главной рекой бассейна является Хайдык-Гол, впадающая с севера в пресное оз. Баграшкель. На юге из последнего по узкому ущелью вытекает р. Корла, которая после впадения в нее ряда небольших речек носит название Кончедарьи. Эта река соединяет Баграшкельскую впадину с Таримской.

В строении внешней области питания бассейна участвуют докембрийские, силурийские, девонские и каменноугольные осадочные, осадочно-метаморфические и эффузивные образования, а также разновозрастные гранитоидные породы. Баграшкельская впадина, являющаяся внутренней областью питания

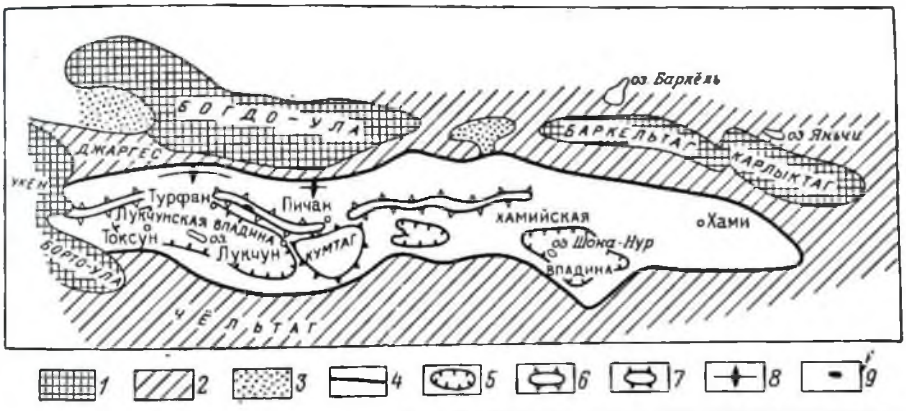
и накопления подземных вод бассейна, выполнена мезо- и кайнозойскими красноцветными молассами.

В коре выветривания пород внешней области питания имеется горизонт подземных вод спорадического распространения, питающий многочисленные родники, дающие начало истокам р. Хайдык-Гол. В нижней части разреза мезо-кайнозойских отложений впадины формируются, по-видимому, напорные термальные воды, обладающие значительными ресурсами и слабой минерализацией. В четвертичных отложениях бассейна, вероятно высоководоносных, развиты пресные грунтовые воды.

Питаются подземные воды бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод ледников и снежников, конденсации влаги из воздуха и потерь поверхностного стока, достигающего, по данным Э. М. Мурзаева (1966), 1,5—2 км³ в год. Разгружаются подземные воды глубоких горизонтов в вышележащие по зонам разломов и через литологические окна, а зоны активного водообмена с помощью гидрографической сети и путем эвапотранспирации.

9. Турфан-Хамийский артезианский бассейн

Бассейн приурочен к одноименной впадине, лежащей между северной и южной ветвями Восточного Тянь-Шаня. Он простирается в широтном направлении на 500—600 км при ширине до 70—80 км. Сводовым поднятием Кумтаг



ис. 25. Схематическая тектоническая карта Турфан-Хамийского бассейна («Нефтегазоносные бассейны... 1965)

Области палеозойской складчатости, составляющие обрамление бассейна: *1* — высокогорные; *2* — низкогорные и всхолмленные равнины; *3* — впадины с мезо-кайнозойским осадочным покровом небольшой мощности; *4* — граница нефтегазоносного бассейна; *5* — контуры крупных впадин, намечающихся по геоморфологическим данным; *6* — контуры крупных линейных зон поднятий, составляющих центральную антиклинальную зону нефтегазонакопления; *7* — контуры сводового блока Кумтаг; *8* — зона мелких антиклинальных складок в краевой части бассейна; *9* — нефтяное месторождение Шэндинкоу

этот бассейн делится на Турфанский (Люкчунский) и Хамийский бассейны (рис. 25). Турфанская впадина лежит на 154 м ниже уровня моря. В ее рельефе В. М. Синицын (1957б) выделяет Чичанскую покать, наклоненную к югу от хр. Богдашань, низменность Асса и разделяющий их кряж Тузтаг. Поверхность Хамийской впадины представляет собой наклонную равнину, постепенно понижающуюся от гор Карлыктага в южном направлении, где она имеет высоту

81 м над уровнем моря. В ней выделяются Тапчуанская, Шонанорская и Кокчальская впадины, разделенные небольшими поднятиями. Горы северного обрамления бассейна высокие и крутые, южного пологие. Воздух в бассейне настолько сух и температура его так высока, что выпадающие изредка осадки почти полностью испаряются, не достигая поверхности земли. Гидрографическая сеть здесь практически отсутствует, если не считать двух небольших речек — Илаху и Курукгол, первая из которых берет начало в ледниковых горах Бортоула и теряется в рыхлых отложениях Турфанской впадины, а вторая — в ледниках Курлыктага и, не доходя Хамийской впадины, также исчезает в песках.

По В. М. Синицыну (1957б), докембрийские отложения широко распространены в Куруктаге, на западе Бэйшаня и юго Чолтага. Они представлены предположительно архейской гнейсово-сланцевой и нижне-среднепротерозойской сланцево-мраморо-филлитовидной толщами. Выше располагаются отложения кембро-ордовика, развитые в Куруктаге (мощная толща известняков с базальными конгломератами и сланцами в основании) и на западе Бэйшаня (чередующиеся песчаники и алевролиты). Силурийско-нижнедевонские отложения, наблюдавшиеся в Чолтаге и горном массиве Укэн, состоят главным образом из песчаников, алевролитов и сланцев, меньше синлитов, туфов и известняков. Породы среднего — верхнего девона и нижнего карбона, установленные в седловине Джаргес, в горах Богдашаня, Чолтага и Куруктага, сложены сланцами, алевролитами, песчаниками, синлитами, порфиритами, кислыми лавами, реже известняками. Заканчивается разрез палеозоя осадочно-вулканогенными образованиями, распространенными в Чолтаге, Гашуньской Гоби, Бэйшане и в горах северного обрамления бассейна. Широко распространены во внешней области питания бассейна интрузивные породы, среди которых В. М. Синицын (1957б) выделил четыре разновозрастных комплекса. Наиболее древние из них — докембрийские гнейсы и палеозойские граниты, гранодиориты и диориты.

Внутренняя область питания и аккумуляции подземных вод бассейна выполнена отложениями мезо-кайнозоя мощностью в Турфанской впадине до 5—7 км, а в Хамийской 2,5—4 км. В разрезе мезозоя наиболее древними являются угленосные образования верхнего триаса — нижней и средней юры, далее следуют песчано-глинистые отложения мела, палеогена и неогена, местами с прослоями аргиллитов, мергелей, гипсов. Четвертичные отложения представлены пролювиальными галечниками и щебнем предгорного шлейфа мощностью до 80—100 м, кучевыми и барханными песками, лёссовидными суглинками, озерными песками, илами и глинами.

В палеозойской структуре бассейна выделяются герцинская геосинклиналь хребтов Джаргес и Богдашаня, юнокаледонская геосинклиналь северного склона Чолтага и Карлыктага и зона поднятий Куруктага, южного склона Чолтага и северного склона Бэйшаня (Синицын, 1957б). Турфан-Хамийская впадина является односторонним грабеном, по северному борту которого проходит крупное тектоническое нарушение. Развитые к югу от него породы мезо-кайнозоя, имеющие моноклинальное залегание, полого погружаются на север. В северной, наиболее прогнутой части впадины они образуют несколько небольших антиклинальных складок широтного простирания, местами нарушенных продольными разрывами.

Турфан-Хамийский бассейн относится к сложным межгорным артезианским бассейнам с односторонним питанием («Нефтегазоносные бассейны земного шара», 1965). Область питания его располагается в высоких горах в северной части, откуда воды движутся на юг, частично расходуются на пополнение

ресурсов глубоко залегающих водоносных горизонтов, частично на питание грунтовых вод. Огромная мощность мезо-кайнозойских отложений, выполняющих Турфан-Хамийскую впадину, наличие связанных с ними проявлений и месторождений нефти и газа позволяют предполагать, что в глубоких горизонтах впадины распространены высокоминерализованные напорные воды хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава, возможно, термальные,

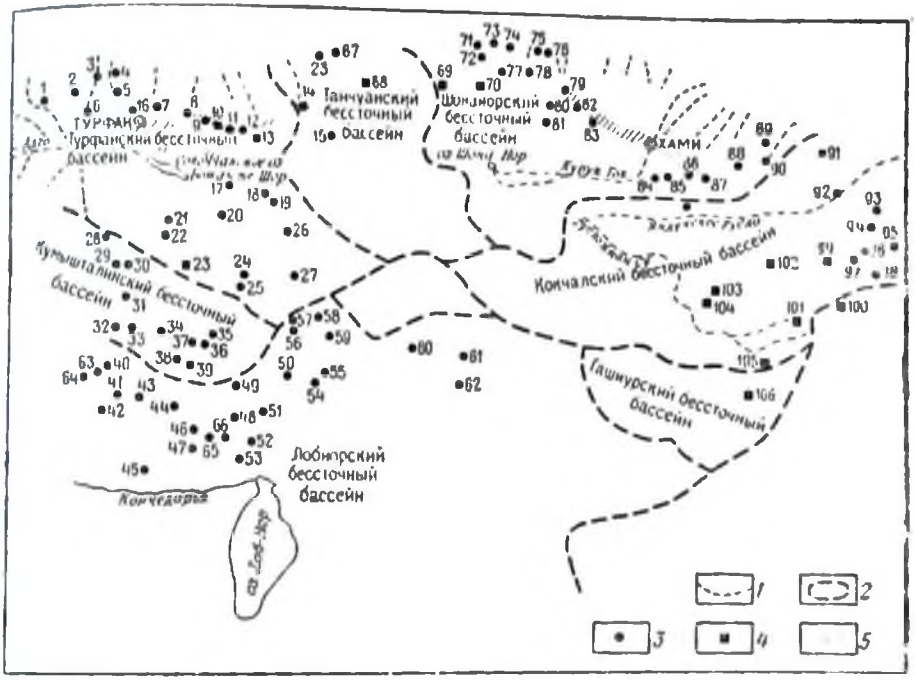


Рис. 26. Схема гидрографической сети и размещения водопунктов в Турфан-Хамийской впадине и Гашунь-ской Гоби (по Синицыну, 1957б, г)

1 — речки с постоянным и временным стоком; *2* — границы бассейнов; *3* — родники; *4* — колодцы; *5* — участки сосредоточения карызных устройств

содержащие микрокомпоненты. Наиболее высокоминерализованные воды развиты скорее всего в южной части впадины, а менее минерализованные — в северной, где на формирование их состава, несомненно, влияет близкое расположение области питания.

Грунтовые воды, формирующиеся в четвертичных отложениях внутренней области питания бассейна и в коре выветривания более древних образований, развитых в горном обрамлении его, также изучены недостаточно. В. М. Синицын (1957б) указывает, что территория бассейна пустынна и безводна. Грунтовая вода имеется здесь лишь в аллювиальных образованиях, выполняющих небольшие долины. Питаются эти воды за счет стока поверхностных вод, происходящего с северной стороны бассейна. Поэтому не случайно подавляющее большинство водопунктов находится в северной части Турфан-Хамийской впадины, в пределах которой выделено пять бассейнов грунтовых вод: Кумышталинский, Кончалский, Шонанорский, Танчуанский и Турфанский (рис. 26). В первом

насчитывается 12 родников с солоноватой водой, располагающихся преимущественно на разломах у подножия Чолтага. В Кокчалском бассейне имеется около 10 родников и колодцев, в большинстве своем содержащих солоноватую и соленую воду, малопригодную или совсем непригодную для питья. Шопанорский бассейн занимает северо-восточную часть впадины. Он питается водами поверхностных водотоков южного склона Карлыктага, из которых самыми крупными являются р. Курук-Гол и оз. Шона-Нор. По выходе из гор поверхностные воды долин погружаются в отложения делювиально-пролювиальных шлейфов, фильтруются по ним, а затем на южной окраине бассейна близко подходят к поверхности земли и создают обширные увлажненные участки, фиксируемые по влаголюбивой растительности, а местами выходам родников. Танчуанский бассейн питается небольшими ручейками, стекающими с восточной оконечности хр. Богдашань и насыщающими аллювиально-пролювиальные отложения предгорного шлейфа. Турфанский бассейн наиболее обводнен. Грунтовый поток его питается поверхностными водами, поступающими со стороны горного обрамления в отложения пролювиального шлейфа Чичанской покати. На южном окончании последней, где наблюдается относительно небольшое число выходящих родников, подземные воды выклиниваются.

В. М. Синицын (1957б) отмечает, что острый недостаток поверхностных вод в Турфан-Хамийском бассейне вынудил использовать грунтовые воды не только для водоснабжения, но и для орошения. По данным Ли Хуп-фэна (1959) и Чэнь Мо-сяна (1959), для этого здесь построено более 1600 кяризов, в том числе в Турфанской части бассейна 1158 и в Хамийской около 440. Дебит всех кяризов 16,2 м³/с. Этой водой орошается до 70—75% пахотных земель бассейна. Длина кяризов от более 30 км до 1 км, средняя около 12 км, а общая длина всех кяризов 20 тыс. км. Средняя производительность одного кяриза в Турфанской впадине 17—20 л/с. Так как в северной предгорной части бассейна водовмещающие породы являются более грубыми и плохо отсортированными по сравнению с породами более южных частей, дебиты кяризов заметно уменьшаются в направлении с севера на юг.

Минерализация и состав поверхностных и подземных вод испытывают значительные изменения от внешней области питания бассейна в сторону внутренней. По данным Н. Т. Кузнецова, минерализация поверхностных и родниковых вод, выходящих в северном обрамлении бассейна, 0,08—0,45 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Эти же воды в южной части бассейна содержат 0,2—210 г/л солей. Состав их изменяется от гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного кальциево-магниево-натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого.

Зональные изменения минерализации обнаруживают и грунтовые воды бассейна, каптируемые кяризами. По Чэнь Мо-сяну (1959), в Турфанской впадине минерализация кяризных вод первого и второго рядов менее 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Минерализация кяризных вод третьего и четвертого рядов, расположенных ниже по склону делювиально-пролювиального шлейфа, около 2 г/л, состав сульфатный кальциево-натриевый.

10. Цайдамский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна на северо-западе представлена хр. Алтынтаг, поднимающимся на высоту до 5400 м, на северо-восток — хр. Наньшань, высшие точки которого достигают 5000 м, и на юго-западе — хр. Куньлунь высотой 6000 м и более над уровнем моря. Между этими хребтами нахо-

дится Цайдамская впадина, поверхность которой располагается на высоте 2600—3000 м.

По данным китайских геологов, названные горы сложены архейскими и нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями, в составе которых установлены сланцы, песчаники, кремнистые известняки, гранито-гнейсы, гнейсы и граниты. Чэнь Мэн-сюн (1957) указывает, что местами в горах наблюдаются девонские и пермские осадочно-метаморфические породы, среди которых встречаются известняки. Обрамляющие Цайдамскую впадину складчатые сооружения надвинуты в ее сторону по крупным тектоническим нарушениям. Фундамент впадины, представляющий собой погребенный срединный массив, сложен докембрийскими породами и разбит системой разломов на серию блоков, поднятых относительно друг друга на разную высоту. Цайдамская впадина, являющаяся внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна, выполнена мощной толщей пород мезо-кайнозоя. Триасовые отложения распространены в северо-восточной части впадины, где сложены пестроцветными песчаниками, сланцами и прослоями известняков. Юрские отложения состоят из переслаивания пестрых глин, песчаников, конгломератов и углистых сланцев мощностью 1300—2500 м. На их размытой поверхности залегают меловые красные и зеленовато-серые конгломераты, песчаники и алевролиты мощностью 1000—2000 м. На этих отложениях располагается мощная (7—8 км) толща палеоген-неогеновых образований, в разрезе которых З. Е. Еганов (1960) выделяет три согласные свиты: нижнюю красноцветную, относящуюся к палеогену — неогену, среднюю и верхнюю соответственно пестроцветную и сероцветную неогенового и неоген-плейстоценового возраста. Среди этих отложений установлены пестрые конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, в центральной части впадины залежи гипса и каменной соли. Отложения обнаруживают быструю смену состава в разрезе и по простиранию. Четвертичные отложения сложены ледниковыми образованиями, наблюдающимися по краям впадины; предгорными галечниками и конгломератами, замещающимися в центральной части впадины толщей гипсоносных глин; эоловыми песками, распространенными в юго-западной и юго-восточной частях впадины; аллювиальными отложениями, выполняющими речные долины.

В тектонической схеме Цайдамской впадины К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны...», 1965, рис. 27) выделяет две резко отличные площади: северо-западную, в которой распространены в основном палеогеновые и неогеновые отложения, дислоцированные в сложные складки, и юго-восточную, отличающуюся развитием мощной четвертичной толщи. Для северо-западной части впадины характерна чрезвычайно большая мощность отложений осадочного чехла, достигающая 11 км, из которых около 7 км приходятся на палеоген и неоген. В примыкающей к Наньшаню части впадины мощность последних сокращается до 5 км, а в центральной до 3 км. Особенностью внешней области питания бассейна, представленной юго-западными склонами Наньшаня, является наличие в нем параллельно расположенных более мелких хребтов и большого числа впадин, находящихся между ними, выполненных кайнозойскими отложениями.

По данным Чэнь Мэн-сюна (1957), из осадочно-метаморфических, эффузивных и интрузивных пород внешней области питания выходят редкие малодебитные родники со слабоминерализованной гидрокарбонатной водой. Режим их всецело зависит от выпадения осадков, и в периоды отсутствия последних родники полностью пересыхают или дебиты их сильно сокращаются.

Водопосность триасовых отложений внутренней области питания бассейна не изучена. В юрских отложениях распространены напорные воды, пьезометрический уровень которых поднимается до 5 м выше устьев скважин (район оз. Липху, глубина до 270 м). Водовмещающими являются чередующиеся светлые и черные углистые песчаники. В отложениях палеогена — неогена установлено два типа вод — грунтовые и напорные. На северо-западе бассейна эти отложения выходят на поверхность и к ним приурочены здесь грунтовые воды, располагающиеся на глубине 3—5 м. В глубоких горизонтах, залегающих под глинами, развиты напорные воды. В частности, эти воды встречены

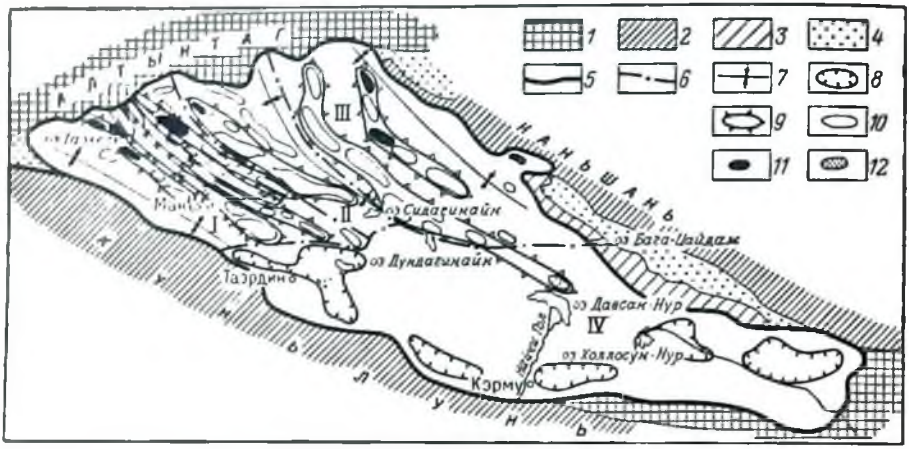


Рис. 27. Схематическая тектоническая карта Цайдамского бассейна («Нефтегазоносные бассейны...» , 1965)

Области обрамления бассейна: 1 — высокогорные складчатые сооружения, антиклинории с широким развитием докембрийских отложений; 2 — высокогорные верхнепалеозойские складчатые сооружения; 3 — низкогорные барьерные гряды, сложенные палеозойскими отложениями; 4 — небольшие прогибы внутри складчатых сооружений. Цайдамский бассейн: 5— границы бассейна; 6 — границы областей: I — юго-западная, II — центральная, III — северо-восточная, IV — юго-восточная; 7 — оси крупных синклинальных прогибов; 8 — контуры некоторых крупных гравитационных минимумов, видимо, отвечающих прогибам; 9 — антиклинальные зоны нефтегазонакопления; 10 — отдельные антиклинальные поднятия; 11 — нефтяные месторождения; 12 — газовые месторождения

в юго-западной части бассейна на глубине более 700 м. Воды имеют запах сероводорода и температуру 35° С. На северо-западе бассейна напорная вода вскрывается чаще всего на глубине 150—200 м. Дебиты скважин 1—3 л/с, напоры воды достаточно высокие. Например, в скважине, пройденной в районе Махайской структуры, вода встречена на глубине 131 м, уровень установился на 35 м выше устья (Чэнь Мэн-сюн, 1957). Состав воды разнообразен. По его данным, в районе Сулиянского нефтяного месторождения выделяются сульфатные, гидрокарбонатные и хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые воды. Во всех типах вод содержатся сероводород, нафтеновые кислоты, иод, бром и другие микрокомпоненты.

Воды четвертичных отложений широко распространены в бассейне и имеют большое значение для водоснабжения. В долинах внешней области питания бассейна, выполненных ледниковыми и аллювиально-пролювиальными отложениями, формируются грунтовые воды, слабоминерализованные гидрокарбонатные в верховьях и солоноватые сульфатно-хлоридные с минерализацией до 3—4 г/л в низовьях. Во внутренней области питания Чэнь Мэн-сюн (1957)

в них выделяет слабоминерализованные грунтовые и артезианские воды пролювиальных отложений предгорной равнины; грунтовые воды пестрой минерализации равнин, сложенных озерными или пролювиальными отложениями; высокоминерализованные грунтовые воды структурных впадин и грунтовые воды, связанные с эоловыми песками (рис. 28).

Пролювиальные отложения предгорной равнины образуют мощные веерообразные и крутые конусы выноса. В северо-западной части бассейна равнина узкая, в остальных частях достигает 20—40 км. Сложена она песчано-глинистым материалом мощностью до 100 м с большим количеством щебня, гравия,

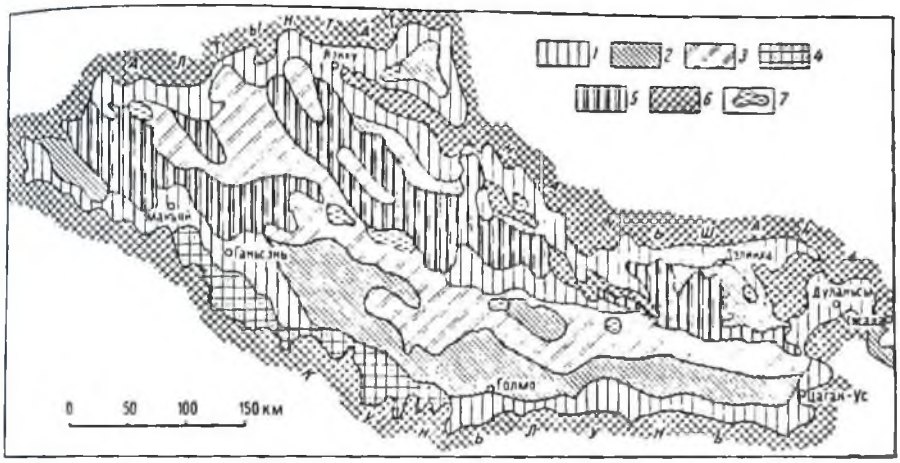


Рис. 28. Гидрогеологическая карта Цайдамской впадины (по Чэнь Мын-сюну, 1957)

1 — слабоминерализованные грунтовые воды пролювиальных отложений предгорной равнины; *2* — пестрые по минерализации грунтовые воды, распространенные в пределах равнин, выполненных аллювиально-пролювиальными и озерными отложениями; *3* — высокоминерализованные (рассолы) грунтовые воды; *4* — грунтовые воды эоловых песков; *5* — высокоминерализованные артезианские воды третичных отложений; *6* — подземные воды внешней области питания артезианского бассейна; *7* — озера

плохо окатанной гальки и глыб местных пород. На участках, примыкающих к внешней области питания, вода в этих отложениях залегает на глубине 20—30 м, далее к центру бассейна 10—12 м и примерно в средней части конусов выноса 2—6 м. В самом окончании последних грунтовые воды часто выклиниваются с образованием родников и заболоченностей. Вода сульфатно-гидрокарбонатная и хлоридно-сульфатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,56—1,2 г/л. В зоне распространения предгорных галечников минерализация воды не превышает 1 г/л, на глинистой равнине, где грунтовые воды находятся неглубоко от поверхности земли, минерализация их увеличивается до 3 г/л и более. Чэнь Мэн-сюн (1957) указывает, что наиболее благоприятны условия питания и формирования ресурсов этих вод в восточной части впадины в предгорьях хр. Напьшань.

К озерным и аллювиально-пролювиальным отложениям бассейна (пескам и супесям с прослоями соленосных глин) приурочены пестрые по минерализации воды, местами обладающие слабыми напорами. На большей площади распространения они залегают близко к поверхности земли и имеют минерализацию до 20—50 г/л. Дебиты родников 0,1—0,5 л/с. В юго-восточной части бассейна, где относительно широко развита речная сеть, минерализация

грунтовых вод с удалением от истоков и берегов рек повышается. Однако Чэнь Мэп-сюн (1957) отмечает, что здесь под высокоминерализованными водами могут быть встречены участки развития пресных вод. Эоловые пески впадины бедны грунтовыми водами.

Грунтовые воды в структурных впадинах предгорий Наньшаня залегают на глубине 1—3 м, в отдельных пунктах выходят на поверхность и образуют засоленные болота. Минерализация воды достигает 100—200, местами 700 г/л, состав хлоридный натриевый.

Как видно из изложенного, грунтовые воды Цайдамского бассейна на участках, прилегающих к его горному обрамлению, пресные гидрокарбонатно-сульфатные, в некотором удалении от внешней области питания становятся сульфатно-хлоридными более высокой минерализации, а затем высокоминерализованными хлоридно-сульфатными и хлоридными натриевыми.

11. Центрально-Гобийский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает часть обширной Гобийской депрессии, новейшими тектоническими движениями расчлененной на более мелкие впадины и разделяющие их хребты и горы. Северным обрамлением бассейна служат складчато-глыбовые горы Гобийского Алтая, южным — хр. Наньшань (Цилиньшань). Впадины опущены относительно друг друга на разную высоту и имеют равнинную или слабо всхолмленную поверхность. Климат бассейна сухой, величина возможного испарения во много раз превышает количество выпадающих осадков. Гидрографическая сеть развита слабо и представлена одной относительно крупной рекой — Эдзин-Гол, формирующейся в Наньшане и впадающей самостоятельными рукавами в озера Гашун-Нур и Сого-Нур, и несколькими мелкими реками (Шара-Мурань-Гол, Урту-Гол и др.).

Горстовые поднятия, разделяющие впадины, большей частью сложены высокометаморфизованными и дислоцированными отложениями протерозоя и палеозоя. В разрезе их установлены кристаллические сланцы, метаморфические песчаники, кварциты, мраморизованные известняки, доломиты, яшмы, эффузивы кислого, основного и среднего состава и их туфы, а среди прорывающих эти породы интрузий — граниты, гранодиориты, диориты, габбро и другие.

Межгорные впадины выполнены континентальными вулканогенно-осадочными образованиями мезозоя и кайнозоя, среди которых наблюдаются песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, глины, пески, гравелиты, кислые и основные эффузивы, туфы, часто переслаивающиеся и обычно быстро выклинивающиеся по простиранию.

Горы, разделяющие впадины, вместе с последними образуют несколько десятков более мелких артезианских бассейнов следующего порядка. Вода во внешних областях питания этих бассейнов накапливается в зоне экзогенной трещиноватости пород, прослеживающейся до глубины 40—80 м вне зон разломов и 150—200 м и более в зонах тектонических нарушений. Воды свободные и напорные, встречаются на самой различной глубине, зависящей от особенностей рельефа и трещиноватости пород. На территории Монголии в понижениях рельефа, независимо от состава и возраста пород, вода вскрывается на глубине 1—5 м, на более высоких элементах рельефа — 30—60 м. Водоносность пород слабая, дебиты водопунктов не превышают 1 л/с, минерализация воды пестрая — от 0,6 до 6,4 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный, сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатный и хлоридный

натриевый. По данным Ян Си-юя и Пэнь Вань-юна (1959), на территории Китая, заключенной между 105—113° в. д. и 41—44° с. ш., в породах внешней области питания подобных бассейнов распространены грунтовые воды. В гранитах и метаморфических образованиях докембрия, девонской и каменноугольной систем они встречаются на глубине до 100 м. Дебиты родников 0,1—10 л/с, вода пресная, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый и натриево-кальциевый. Конгломераты и песчаники каменноугольного и триасового возраста слабоводоносны, дебиты родников не превышают 1 л/с, вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая, натриево-кальциевая и натриевая с минерализацией около 1 г/л. В западном окончании коридора Хэси горы сложены метаморфическими породами докембрия, разновозрастными гранитами, гнейсами, сланцами и песчаниками. Водоносность пород слабая, вода солоноватая (Ли Бао-син, 1959).

Межгорные впадины выполнены меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Меловые отложения представлены чередующимися песчаниками, конгломератами, сланцами, глинами, аргиллитами, среди которых в некоторых впадинах наблюдаются залежи эффузивов, приуроченные чаще всего к их бортам. Нижнемеловые отложения имеют преимущественно темно-серую и зеленоватую окраску, верхнемеловые — пеструю (серую, зеленую, красную, лиловую). Для большинства впадин характерен более грубый состав пород в краевых частях и более тонкий в центральных. Однако иногда эти особенности в распределении осадков во впадинах не наблюдаются.

В описываемых отложениях свободные и напорные воды вскрываются обычно на глубине первых десятков метров, причем в некоторых впадинах до наиболее изученной глубины 150—200 м обнаружено по нескольку напорных водоносных горизонтов. Уровни их обычно не поднимаются выше поверхности земли и в одной и той же впадине в разных ее частях устанавливаются на близких отметках, свидетельствуя о связи водоносных горизонтов друг с другом. Водоносность пород, особенно нижнемеловых, слабая. Дебиты скважин не превышают 2 л/с при весьма значительных понижениях уровней воды. Водоносность верхнемеловых отложений более высокая. Притоки воды к скважинам достигают 3 л/с, в Ширэнгингашуньской впадине из этих отложений выходит родник с дебитом 25 л/с. Минерализация воды нижнемеловых отложений несколько выше, чем верхнемеловых, и, например, в Цэцэрлэгской впадине на глубине 15—50 м составляет 2—3 г/л, а на глубине 130 м — 13,5 г/л. В верхнемеловых отложениях она не превышает 4—5 г/л при наиболее распространенной около 1 г/л. Состав воды пестрый, но преимущественно сульфатный натриевый и хлоридно-сульфатный натриевый.

Палеогеновые и неогеновые отложения, выполняющие межгорные впадины бассейна, характеризуются примерно такой же водоносностью, как и меловые. От подземных вод последних воды, приуроченные к отложениям палеогена и неогена, отличаются несколько меньшей минерализацией и на некоторых участках гидрокарбонатным составом.

В Китае в пределах описываемого бассейна лучше других освещены подземные воды Цзюцюанского бассейна более высокого порядка. Этот бассейн располагается на самом юге его и является частью Гансуйского коридора (Хэси). На западе он начинается у ущелья Сяохунлю в уезде Юймынь и продолжается в восточном направлении до г. Гаотай. Его протяженность около 250 км при ширине впадины 10—60 км.

По данным Сунь Хун-биня (1958), Цзи Чжан-суна (1959), Ли Бао-сина (1959), Яо Те-шаня (1959), Дуань Юн-хоу (1959) и др., в строении внешней

к скважинам составляют тысячные доли литра в секунду, минерализация 5—10 г/л. В свите байянхэ выявлено четыре нефтеносных горизонта, представленных песчаниками. В центральной части впадины они залегают на глубине более 2000 м, в краевых поднятиях — 100—1000 м. Пористость песчаников 15—25%, проницаемость 100—1000 млд. Несмотря на хорошие фильтрационные свойства и большую мощность песчаников (10—23 м), притоки воды к скважинам не превышают 0,1 л/с. Состав воды приведен в табл. 28.

Таблица 28

Местоположение	Минерализация, г/л	Формула химического состава
Структура Байянхэ	37,6	$\frac{Cl97{,}2SO_4 1{,}5HCO_3 1{,}3}{(N+K)79{,}1Ca14{,}7Mg6{,}2}$
Структура Шиюгоу	60,7	$\frac{Cl99{,}6SO_4 0{,}4}{(Na+K)70{,}6Ca16{,}9Mg12{,}5}$
Структура Лаоцзюньмяо	71,5	$\frac{Cl96SO_4 4}{(Na+K)81{,}7Ca12{,}2Mg6{,}1}$
Структура Цзиньцаобянь	33,7	$\frac{Cl87{,}7SO_4 12}{(Na+K)89{,}2Ca8{,}3Mg2{,}5}$

Наиболее водоносные отложения свиты шулухэ располагаются в верхней части разреза, где они представлены конгломератами, грубыми песчаниками и галечниками, чередующимися с глинами. В районе структуры Цзиньцаобянь в свите встречено восемь водоносных горизонтов мощностью 3—8 м, с которыми связаны родники с суммарным дебитом около 10 л/с. Минерализация воды не превышает 1 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриево-магниевый. В центральной части впадины количество горизонтов в свите сокращается до пяти, но мощность их возрастает до 6—24 м, глубина залегания 54—656 м. Высота напора по мере увеличения глубины залегания горизонтов возрастает. Для водоносного горизонта, залегающего в районе Цзинь на глубине 389 м, она достигает 221 м, а залегающего на глубине 54 м — 46 м над устьями скважин. Второй водоносный горизонт в районе Цзинь вскрывается на глубине 106—128 м. Притоки воды к скважинам из него до 37 л/с. Мощность четвертого водоносного горизонта 8 м. Дебит скважины, вскрывшей его, около 1,5 л/с. Падение пьезометров палеоген-неогеновых горизонтов направлено с юга на север.

Четвертичные отложения широко распространены на площади бассейна и имеют большую мощность. В южной части его, где они представлены делювиально-пролювиальными образованиями, грунтовая вода залегает на глубине более 50, местами 100 м и ниже. Водосодержащими являются песчано-гравийно-галечниковые накопления мощностью от десятков до нескольких сотен метров. Минерализация воды, как правило, не превышает 1 г/л. По мере удаления от горного обрамления состав водовмещающих пород становится более тонким, минерализация воды повышается до нескольких граммов на литр и она из класса гидрокарбонатных переходит к класс сульфатных, притоки воды к скважинам также падают. На севере бассейна воды залегают неглубоко от поверхности. Под влиянием испарения минерализация их резко повышается и местами

достигает нескольких десятков граммов на литр, состав воды хлоридный натриевый. Напорные воды в четвертичных отложениях распространены главным образом в районах Чицзинь и Яцюань, а также между Цаюфоань и р. Хэйхэ. До глубины около 100 м здесь встречено от одного до трех водоносных горизонтов мощностью 10—32,5 м, сложенных гравийно-галечными песками и супесями и разделенных красными глинами. В районе Тяньшэньцюана в этих отложениях мощностью около 50 м имеется два водоносных горизонта, а на площади развития соленых озер и в западной части бассейна — три водоносных горизонта. Отметки пьезометрических уровней последних падают на север, в этом же направлении уменьшаются глубины залегания и мощности горизонтов. Уровни воды в скважинах почти всюду (Ухуашань, Хуами, Тяньшэнцюань) поднимаются на 2—3 м над поверхностью земли или выше горизонта грунтовых вод, указывая на питание их за счет более глубоких горизонтов бассейна.

Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород достигают 200 м/сут. Дебиты скважин 1,04—10,33 л/с при понижении уровней на 1,55—15,65 м. Минерализация воды 0,3—1 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый. Таким образом, как видно из изложенного, в четвертичных отложениях бассейна формируются значительные ресурсы подземных вод с минерализацией на большей части площади их распространения не более 1 г/л.

Как отмечает Цзи Чжан-сун (1959), помимо горизонтальной в подземных водах впадины наблюдается вертикальная зональность в изменении минерализации и состава воды. Выше местных базисов эрозии формируются гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 1 г/л. Минерализация вод, залегающих на глубине до 400 м, повышается до 1—3 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-хлоридный. Ниже режим подземных вод становится застойным, минерализация их увеличивается до 10 г/л при том же сульфатно-хлоридном составе. Минерализация воды, расположенной ниже средней отметки поверхности моря, резко повышается и иногда достигает 80 г/л, состав воды преобразуется в хлоридный натриевый.

Юго-восточнее Цзюцюанской впадины подземные воды бассейна изучались на площади, расположенной между Юнчаном на юго-западе и Миньцинем на северо-востоке, являющейся составной (юго-восточной) частью впадины Чаошуй коридора Хэси (Лю Юэ-сун, 1960). С запада на восток на 28 км и с севера на юг на 25 км местность представляет собой аллювиальную равнину, с юга обрамленную горами Дундашань, входящими в состав Наньшаня. Дочетвертичные отложения этого горного сооружения представлены метаморфическими породами нижнего палеозоя и осадочными образованиями мелового возраста. Отложения четвертичной системы имеют большую мощность и состоят из чередующихся слоев песков, глин, суглинков, галечника и супесей.

Проявления водоносности пород, слагающих горы Дундашань, наблюдаются редко и обычно характеризуются невысокими дебитами. Среди четвертичных отложений водовмещающими являются главным образом гравийно-галечниковые пески, в составе которых вниз по падению долин количество крупных частиц и галечника уменьшается, а тонких возрастает. Мощность водовмещающих пород 5—50 м. Глубина залегания воды в юго-западной части равнины изменяется от нескольких до 15 м, на востоке уменьшается до 1 м. Коэффициенты фильтрации грубых песков достигают 10—18 м/сут, удельный дебит скважин 1—2 л/с. Наряду со свободными здесь встречены напорные воды. Пьезометрический уровень последних устанавливается на 1—2 м выше

поверхности земли, дебиты скважин при наливе не превышают 1,5 л/с. Питаются подземные воды четвертичных отложений главным образом за счет потерь поверхностного стока р. Чжихэ, берущей начало в ледниковых горах Наньшань. Уровень воды в течение года колеблется в пределах 0,5—1 м.

В распределении минерализации и состава воды наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. В юго-западной части равнины, примыкающей к горам, минерализация воды около 0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый; по направлению на восток и северо-восток он изменяется на сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциево-натриевый, затем на сульфатно-хлоридный магниево-натриевый и, наконец, на хлоридный натриевый, причем минерализация воды в связи с близким залеганием от поверхности земли и высоким испарением увеличивается здесь до 15 г/л. По вертикали состав воды изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого у поверхности до гидрокарбонатного кальциевого на глубине.

Ло Юэ-сун (1960) относит описываемую часть бассейна, особенно юго-запад ее, к высокообеспеченным с возможными дебитами скважин до нескольких десятков литров воды в секунду. Судя по развитию гидрографической сети, подземные воды, пригодные для водоснабжения, имеются здесь еще в долине р. Шуйхо и в безымянной долине, находящейся к востоку от нее.

Краткую характеристику подземных вод внутренних областей питания артезианских бассейнов Внутренней Монголии дали Ян Сп-юй и Пэнь Вэнь-юн (1959). Впадины сложены главным образом палеоген-неогеновыми отложениями. Водоносны песчаники, разделенные глинами и мергелями. Первые от поверхности воды свободные, более глубокие напорные, причем в районе оз. Тункали Нур, по данным Ли Чан-суна и Сюй Чжи-суна (1959), пьезометрический уровень их поднимается на несколько метров выше поверхности земли. Глубина залегания воды значительно колеблется: к югу от пос. Хулугай она равна 3—5 м, в 11 км северпее Хулугая в пос. Цзпэргелечжуге более 90 м, несколько северное его 5—20 м и т. д. Дебиты водопунктов обычно 0,01—1 л/с, местами достигают 2 л/с. Наиболее распространенная минерализация воды 3 г/л и более, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриевый, сульфатно-хлоридный натриевый, реже гидрокарбонатно-сульфатный натриевый и гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

На значительной площади описываемой территории распространены эоловые пески. Огромное развитие они получили на юге бассейна, где образуют крупное поле Балан-Чжэрепг. По данным Чжи Бп-женя и Лоу Тун-мао (1962), пески слагают дюны и барханы высотой 200—300, реже до 400 м. Глубина залегания воды под вершинами их превышает 100 м, а в понижениях между ними составляет 1—1,5 м. Среди песков часто встречаются озера и заболоченные участки площадью от долей до нескольких квадратных километров. Вода в озерах, как правило, соленая, по берегам их местами выходят родники с дебитами 0,2—1,25 л/с, минерализация воды достигает 1—2 г/л, по составу она чаще всего сульфатно-гидрокарбонатная натриевая.

Восполняются ресурсы подземных вод главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации влаги из воздуха и потерь поверхностного стока. Основные области питания располагаются в горном обрамлении бассейна, в пределах которого выпадает наибольшее количество осадков и формируется постоянно или временно действующая гидрографическая сеть. Значение конденсационной влаги в питании подземных вод, как отмечают Чжи Бп-жень, Лоу Тун-мао и другие исследователи Китая, хорошо выявляется в области развития эоловых песков, в которых благодаря этим процессам

формируются пресные и слабосолоноватые воды, местами выходящие на поверхность в виде родников.

Движение воды в артезианских бассейнах направлено от областей внешнего питания в сторону их центральных частей. Разгрузка осуществляется по зонам разломов, в большинстве своем, по-видимому, скрытых породами осадочного чехла, а также через немногочисленные реки и озера. Наиболее крупными зонами разгрузки в Центрально-Гобийском бассейне являются р. Эдзин-Гол и озера Гашун-Нур и Сого-Нур, в которые впадают ее рукава, а также р. Айбугайлао с оз. Тунькэли-Нур в устье.

Водообеспеченность бассейна неравномерная. Лучше других обеспечена ресурсами пресных подземных вод южная часть его, в пределах которой выпадает наибольшее количество осадков, имеются родники и находятся многочисленные истоки мелких рек, от слияния которых образуется несколько более крупных. Воды этой части бассейна пригодны для водоснабжения, минерализация их в большинстве мест не превышает 1 г/л и лишь иногда увеличивается до 2—3 г/л. Центральная и северная части бассейна находятся в несравненно худших условиях. Родники здесь встречаются редко, колодцы также немногочисленны, реки, если не считать временных водотоков, образующихся после ливневых дождей, практически отсутствуют. В имеющихся водопунктах вода солоноватая или соленая.

12. Восточно-Гобийский артезианский бассейн

Бассейн находится в юго-восточной части Монголии. Рельеф его представляет собой чередование впадин, горных возвышенностей и небольших хребтов. Постоянная речная сеть отсутствует, но широко развиты озера, наполняющиеся водой главным образом после выпадения осадков, а большую часть года сухие.

Структура этого бассейна в основном сходна со структурой Центрально-Гобийского. Каждая впадина, как и в последнем, является здесь внутренней областью питания более мелкого бассейна, а обрамляющие ее горы и возвышенности представляют собой внешнюю область его питания. Всего в описываемом бассейне выделяется 14 малых бассейнов. Мы приведем лишь общую характеристику их и описание наиболее интересного из них — Дзунбаинского.

Внешние области питания бассейнов сложены сильнодислоцированными и метаморфизованными терригенными, карбонатными и эффузивными породами протерозоя и палеозоя, разновозрастными интрузиями гранитоидов, мезозойскими и кайнозойскими эффузивами. В этих породах вода накапливается в зоне их экзогенной трещиноватости, прослеживающейся на глубину 80—100 м, в карстовых пустотах известняков и в зонах разрывных нарушений, продолжающихся в глубину на несколько сот метров.

Трещиноватость пород неравномерная, поэтому дебиты водопунктов подвержены значительным колебаниям. Дебиты скважин, пройденных в гранитах, 0,03—2,3 л/с при понижениях уровней на 3—7 м, родников 0,01—3,5 л/с, в зонах тектонических нарушений до 28 л/с. Дебиты скважин, вскрывших воду в известняках, не превышают 0,5 л/с при снижении уровней до 50 м, родников, питающихся водами этих пород, 0,6—1,3 л/с. Водоносность гнейсов, кристаллических и других сланцев невысокая. Дебиты скважин обычно не превышают 1,5—1,7 л/с при понижении уровней до 36,6 м. Небольшой водоносностью характеризуются и палеозойские эффузивы. Дебиты скважин 0,05—1,7 л/с при понижениях уровней на 2,1—6,1 м, родников менее 1 л/с. Дебиты скважин, вскрывших воду в палеозойских песчаниках, сланцах и конгломера-

тах, 0,1—4,6 л/с при понижениях уровней на 5,6—18 м, родников не более 1 л/с и лишь находящихся в зонах разломов до 4 л/с. Юрские эффузивы более высоководоносны, чем палеозойские. Притоки воды к скважинам 0,2—6 л/с, при снижениях уровней на 1—11 м, дебиты родников 0,4—1,5 л/с, в зонах разломов 13,5 л/с. Кайнозойские базальты, слагающие плато Дариганга, питают родники с дебитами до 0,7 л/с.

Воды, формирующиеся во внешних областях питания бассейнов, преимущественно пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и натриево-кальциевые. Лишь известняки и базальты Дариганского плато содержат воду с минерализацией 1—3,2 г/л и имеют гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриевый состав. Более высокоминерализованы (до 4—9 г/л) родниковые воды в зонах разломов. Состав воды гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриевый.

Внутренние области питания бассейнов сложены меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, состав которых, закономерности распространения в пределах впадин и формирования в них подземных вод, а также состав последних и водоносность пород существенно не отличаются от описанных для Центрально-Гобийского бассейна.

Даунбанинский бассейн находится в 50—60 км южнее г. Сайн-Шанда на территории Монголии. Внутренняя область питания его сложена верхнеюрско-нижнемеловыми, меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями. Характерной особенностью бассейна является приуроченность к верхнеюрско-нижнемеловым отложениям небольших скоплений нефти. В нефтеносных структурах бассейна установлено несколько напорных водоносных горизонтов, залегающих на глубине 350—1660 м. Притоки воды к скважинам 0,02—0,1 л/с. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 24—60 г/л, с бромом (до 61 мг/л), иодом, бором и литием.

В отложениях нижнего мела напорные водоносные горизонты прослеживаются в интервале 25—1565 м. Пьезометрические уровни некоторых из них поднимаются выше поверхности земли. Притоки к скважинам из водоносных горизонтов, распространенных до глубины 100 м, 0,1—0,6 л/с при понижениях уровней на 8—89 м. Притоки из водоносных горизонтов, находящихся в интервале 1000—1350 м, уменьшаются до 0,2 л/с.

Минерализация воды пестрая, но закономерно увеличивающаяся с глубиной. В верхних горизонтах (примерно до глубины 100 м) она колеблется от 3 до 12 г/л, в более глубоких — от 7 до 125 г/л. Состав солоноватых и соленых вод сульфатно-хлоридный натриевый, высокоминерализованных — хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. В хлоридных натриевых водах, кроме того, определено до 40 мг/л иода, 18 мг/л железа и до 171 мг/л свободной углекислоты, а в сухом остатке их — титан, марганец и медь (до 2 мг/л), литий (4—36 мг/л) и стронций (120—400 мг/л). Температура воды достигает 70° С.

В отложениях верхнего мела распространены свободные и напорные воды, встречающиеся на глубине 1—93 м. Напор воды не превышает 40 м, редко пьезометрические уровни поднимаются выше устьев скважин. Дебиты одних скважин при изливе достигают 3,5 л/с, других 0,07—8 л/с при понижениях уровней на 0,5—16 м. Вода гидрокарбонатно-сульфатная, гидрокарбонатно-хлоридная и хлоридно-сульфатная натриевая с минерализацией 0,6—4,1 г/л.

В палеоген-неогеновых отложениях вода встречается на глубине 3 м, водоносность пород слабая, минерализация воды не превышает 0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриевый.

Имеющийся материал по подземным водам Восточно-Гобийского бассейна позволяет заключить, что он характеризуется весьма сложными условиями их формирования. В глубоких горизонтах некоторых межгорных впадин его установлены высокоминерализованные воды, в Даунбаинской — термальные, содержащие бром, иод, бор, литий, стронций. Однако и в верхних горизонтах осадочного чехла воды часто бывают солоноватыми или солеными. Наиболее значительные скопления пресных вод на площади бассейна наблюдаются в верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложениях. Часто пресная вода встречается также в зонах разломов в краевых частях впадин. Обычно в этих местах и ресурсы ее наиболее значительны. Помимо пресных и слабосолоноватых вод и рассолов в различных частях бассейна встречены минеральные (лечебные) воды различных типов: холодные углекислые, железистые, фтористые.

13. Арцаганнурский артезианский бассейн

Этот бассейн включает систему впадин, на площади которых находятся озера Арцаган-Нур и Далай-Нур. Большая часть бассейна представлена слабо расчлененной пологохолмистой равниной, приподнятой над уровнем моря до 1000 м. С юга равнина обрамляется невысокими отрогами Большого Хингана, дробящимися на несколько самостоятельных небольших хребтов. Осадков в северной части бассейна выпадает около 100—120 мм, в южной — около 200 мм. Вследствие этого гидрографическая сеть развита слабо. Отроги Большого Хингана и другие более слабо выраженные в рельефе поднятия, представляющие внешние области питания бассейна, сложены породами докембрия и палеозоя. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, по данным китайских геологов, выполнена палеоген-неогеновыми отложениями, кайнозойскими базальтами и четвертичными образованиями, под которыми, по-видимому, залегают меловые, возможно, юрские и триасовые отложения.

В трещиноватых породах внешней области питания формируется водоносный горизонт спорадического распространения, содержащий слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, местами свободные, местами напорные. В редких речных долинах, расчленяющих горы, выходят малодебитные родники, питающиеся главным образом за счет подтока воды со стороны коренных склонов долин.

В мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложениях, слагающих внутреннюю область питания и накопления подземных вод бассейна, развиты, вероятно, напорные воды, уровень которых при вскрытии скважинами местами, возможно, будет устанавливаться выше поверхности земли. Лучшие по качеству воды и значительные ресурсы их сосредоточены на участках, прилегающих к внешней области питания; по удалении от последней и с глубиной минерализация воды будет повышаться и дебиты водопунктов уменьшаться. Водоносность кайнозойских платобазальтов, образующих продолжение базальтовых потоков, развитых в Восточно-Гобийском бассейне, существенно не будет отличаться от водоносности последних. Среди четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные образования речных долин. Воды этих отложений, вероятно, имеют слабую минерализацию (до 1 г/л), залегают на глубине первых метров от поверхности земли и отличаются свободным режимом. Наиболее водообеспечена, по-видимому, южная часть бассейна, примыкающая с севера к южным отрогам Большого Хингана.

14. Дзурдзаульский артезианский бассейн

Северная граница бассейна проходит по водоразделу хр. Нукут-Дабан, южная — по водоразделам невысоких гор, образующих небольшой безымянный хребет. Оба хребта представляют западные отроги Большого Хингана, проходящего восточнее, и образуют внешнюю область питания бассейна. Осадков на площади бассейна выпадает 200—300 мм, среднегодовая температура воздуха 0—2° С. Рек с постоянным водотоком нет.

В строении внешней области питания бассейна участвуют осадочно-метаморфические и эффузивные образования палеозоя, юрские эффузивы кислого и среднего состава и разновозрастные гранитоиды. Дзурдзаульская впадина — внутренняя область питания бассейна — выполнена нижнемеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями.

О водоносности пород и составе подземных вод, формирующихся в зоне экзогенной трещиноватости внешней области питания бассейна, дают представление родники в юго-западной части хр. Нукут-Дабан. Их дебиты 0,1—2 л/с, минерализация воды 0,4—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый.

Воды внутренней области питания бассейна изучались на участке буроугольного месторождения Баин-Цогто и несколько северо-восточнее. Здесь вода встречена в песчаниках и углях нижнего мела на глубине 5—13 м. Водоносные горизонты характеризуются напорным режимом. Водоносность пород слабая, приток воды в шахту глубиной 50 м составлял около 13 м³/ч при понижении уровня на 1 м. Дебит родника Далай-Булак, выходящего из меловых отложений, около 2 л/с. Вода сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриево-магниевая с минерализацией от 0,5 г/л в верхней части разреза до 1,6 г/л в нижней. В 10—15 км северо-восточнее месторождения Баин-Цогто вода встречена в неогеновых отложениях на глубине 14 м. Водовмещающие породы представлены песчаниками, залегающими под глинами, в связи с чем воды обладают небольшим (5 м) напором. Водоносность пород слабая, дебиты скважин не более 1 л/с при понижении уровней до 20 м. Минерализация воды, очевидно, не превышает 3 г/л. В центральной части бассейна, видимо, водоносность пород еще слабее, а минерализация воды еще выше. Четвертичные отложения, выполняющие впадину, сложены элювиально-делювиальными и озерно-аллювиальными отложениями небольшой мощности. Судя по широкому развитию солончаков во впадине, вода в них залегает неглубоко, но отличается высокой минерализацией и, по-видимому, непригодна для водоснабжения. Пресные воды распространены на площадях, примыкающих к горному обрамлению бассейна, где можно ожидать и более высокие дебиты водопунктов.

15. Сорниннурский артезианский бассейн

Этот бассейн находится южнее Дзурдзаульского, с которым имеет общую северную границу. Южная и северо-восточная границы бассейна проходят по водоразделу Большого Хингана, отроги которого местами глубоко вдаются в центральную часть бассейна и делают ее рельеф слабо всхолмленным. Осадков на площади бассейна выпадает 100—250 мм. Гидрографическая сеть, формирующаяся в горах Большого Хингана, развита достаточно хорошо.

Горы, обрамляющие бассейн с юга, сложены главным образом мезозойскими эффузивами кислого и основного состава, различными по возрасту и составу гранитоидами и метаморфическими образованиями карбона и перми.

Сорииурская впадина в нижней части, по-видимому, выполнена меловыми отложениями, перекрытыми палеоген-неогеновыми и четвертичными. В тектоническом отношении впадина представляет собой грабен с довольно крутым залеганием меловых и палеоген-неогеновых отложений в прибортовых частях и горизонтальным в некотором удалении от них и в центре.

В породах горного обрамления воды формируются в зоне экзогенной трещиноватости и тектонических нарушениях. В верховьях речных долин из этих пород выходят родники с дебитами несколько литров воды в секунду в восточной части бассейна и доли литра в западной. Вода слабоминерализованная, гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава. В меловых и палеоген-неогеновых отложениях, вероятнее всего, развиты напорные пресные и слабо- и высокоминерализованные воды, пьезометрические уровни которых при вскрытии скважинами будут устанавливаться выше поверхности земли. Дебиты скважин могут достигать нескольких литров в секунду. Среди четвертичных отложений наиболее обводнены аллювиальные образования речных долин, содержащие потоки грунтовых вод, направленные в сторону центральной части бассейна. Глубина залегания воды на террасах, очевидно, не превышает 5—10 м, в поймах долин 1—3 м. Качество воды ухудшается от верховьев долин к низовьям, а в отдельных долинах — с востока на запад, т. е. в сторону возрастания континентальности климата. И. Х. Овдиенко (1954) отмечает, что эта часть Внутренней Монголии не лишена грунтовых вод и в озерных отложениях. Они залегают неглубоко от поверхности и добываются при помощи колодцев глубиной 1—4 м. Вода во многих колодцах мутная, зеленоватая, горько-соленая и лишь на отдельных участках пресная. Вследствие близкого залегания грунтовых вод и энергичного испарения на поверхности центральной части бассейна широко распространены солончаки. Несмотря на это, в целом бассейн следует считать достаточно водообеспеченным. Пресные воды, пригодные для водоснабжения, развиты по периферии бассейна, особенно в восточной и юго-восточной частях его.

IX. ТИБЕТСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район имеет площадь около 672 тыс. км² (см. рис. 1). Он включает большую часть одноименного нагорья, расположенного в среднем на высоте 4500—5000 м над уровнем моря, и представляет собой комплекс нагорных и озерных равнин, пересеченных рядом внутренних хребтов, расчленяющих его на ряд бессточных котловин. Б. В. Юсов (1958) в Тибетском нагорье выделил высокие нагорные равнины, пересеченные хребтами среднегорного облика (Джангтанг); среднегорные и высокогорные хребты с равнинами между ними (Гандисышань, Каракорум); высокогорья Аркатага и Бакалыктага (Куньлуня).

Для климата нагорья характерна очень низкая среднегодовая температура воздуха при большой амплитуде колебания годовых и летних суточных температур. Летние температуры воздуха колеблются от 10 до 15° С, иногда поднимаются до 20° С или падают до —10° С. Зимние температуры воздуха опускаются до —35° С. Осадков в районе выпадает около 100—150 мм, причем на северо-западе несколько меньше, чем в центральной части и на юго-востоке. Второй характерной особенностью климата района является большая сухость воздуха, которую Б. П. Алисов (1950) объясняет не столько недостатком осадков, сколько очень большими абсолютными высотами местности, на которых влагосодержание воздушных масс значительно ниже, чем в нижних слоях

атмосферы. Третья характерная климатическая особенность Тибетского нагорья — сильные ветры, часто перерастающие в пыльные бури со скоростью ветра 70—75 км/ч. Суровый климат Тибетского нагорья и большая высота последнего над уровнем моря обусловливают широкое развитие в его пределах криолитозоны преимущественно островного типа.

Описываемый район не имеет стока в океан и характеризуется многочисленными обособленными замкнутыми бассейнами, расположенными на различных высотных уровнях и отделенных друг от друга невысокими горами. Речная сеть в районе развита слабо. Самыми крупными реками его являются Дзачу-Цангпо, Бог-Цангпо, Бунцанги и Суриге длиной от 150 до 250 км, остальные реки менее протяженные. Почти все реки начинаются у краев ледников и впадают в озера, расположенные в межгорных впадинах. Питаются реки за счет таяния ледников и атмосферных осадков. Максимум расхода воды на реках приходится на июль — август, т. е. совпадает с периодом наиболее интенсивного таяния ледников и максимального выпадения осадков. Собираемые реками воды с окружающих гор и их склонов расходуются на питание грунтовых вод и испарение, но значительная часть их поступает в озера, являющиеся местными базисами эрозии рек. Наиболее крупные озера находятся в юго-восточной части нагорья. Самое большое из них — Намцо («Небесное», названное по ярко-голубому цвету воды) расположено на высоте 4627 м над уровнем моря. Вторым по величине является оз. Селлинг, лежащее на высоте 4495 м («Физическая география Китая», 1964). К менее крупным озерам этой части Тибета относятся: Танграцо, лежащее на высоте 4724 м, Теринам — 4684 м, Бамцо — 4572 м (Юсов, 1958). Н. А. Беляевский (1947) отмечает, что в прошлом размеры озер были значительно больше, о чем свидетельствуют болота и солончаки. В центральной части района между отрогами хребтов Тангла и Аркатаг также сосредоточено довольно большое число озер, из которых наиболее значительными являются Монкальм, Джигитайцо и Кошумцо, расположенные на высоте около 5000—5200 м.

Много мелких озер в межгорных впадинах западной части Тибета, в горных узлах Куньлуня и Каракорума. Большинство озер мелкие, максимальная глубина единичных озер 50—80 м. Встречаются озера и с пресной, и с солоноватой водой. В соленых озерах вода то хлоридная натриевая, то сульфатная натриевая, то, наконец, содовая. В некоторых озерах вода имеет смешанный солевой состав (Дзенс-Литовский, Микицинский, 1963). По генезису озера разделяются на тектонические, образовавшиеся в результате подпруживания при горных обвалах, и реликтовые, оставшиеся от ранее существовавших более значительных водоемов (например, Намцо).

Геологическое строение района изучено крайне слабо и в целом сложное. Центральная часть его принадлежит к Тибетскому массиву, на котором залегает чехол платформенных образований палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Северная часть района, представленная горными цепями Куньлуня, относится к области герцинской складчатости, южная — мезозойской. Эти складчатые и платформенные структуры разделены крупными глубинными разломами широтного и северо-западного простираний. Для центральной части Тибета китайские геологи приводят следующий обобщенный разрез («Региональная стратиграфия Китая», 1963). На кристаллических породах архея залегают рифейско-нижнепалеозойские отложения, состоящие из разнообразных сланцев с маломощными прослоями кристаллических известняков, мраморов и амфиболитов мощностью около 2000 м, прорванных интрузиями гранитов. На этих породах залегают отложения серии шайянцюй девона и карбоновые отложения.

Первые имеют мощность более 6000 м и состоят из мраморов, песчаников с прослоями известняков и базальных конгломератов. Породы прорваны интрузиями гранитов и гранит-порфиров. Карбоновые отложения мощностью 3200 м сложены главным образом известняками. Триасовые образования мощностью 300—1000 м представлены красноцветными песчаниками и сланцами с прослоями известняков и конгломератов и залежами андезитов в нижней части разреза. На отложениях триаса залегают юрские сланцы и песчаники с прослоями известняков и мергелей и покровами липаритов, андезитов и базальтов с туфами и агломератами. Мощность толщи 600—2000 м, местами породы прорваны гранитными телами. Нижнемеловые отложения состоят из черных кремнистых сланцев и пластов углей. В составе залегающих на них верхнемеловых отложений установлены сложночередующиеся порфириты, пестроцветные песчаники, сланцы, известняки, конгломераты, эффузивы кислого состава. Мощность этих вулканогенно-осадочных образований 3200—4300 м.

Отложения палеогена — неогена мощностью 180—650 м сложены серыми глинистыми сланцами, песчаниками, мергелями, горючими сланцами, а также красноцветными сланцами, песчаниками и конгломератами.

Заканчивается разрез четвертичными отложениями, в составе которых наблюдаются аллювиальные и озерные пески, глины, прослои гравия, а в озерных котловинах залежи соли.

В. М. Синицын (1955б, 1959) указывает, что в разрезе осадочного чехла северной части массива имеются, кроме того, верхнепалеозойские отложения мощностью до 2000—3000 м. В составе их установлены чередующиеся известняки, песчаники, сланцы, конгломераты, пласты углей и залежи основных лав. В области герцинской складчатости распространены главным образом отложения ордовика и силура мощностью более 1500 м и девона — нижнего карбона. На юге мезозойской складчатой области выходят дорифейские и рифейско-нижнепалеозойские метаморфические толщи, образующие Южно-Тибетский антиклинорий, а на севере — нерасчлененные отложения среднего карбона — юры, прорванные многочисленными синорогенными интрузиями гранитоидов, составляющими нижний, средний и верхний подъярусы этой складчатой области. В составе карбоновых и пермских отложений отмечаются преимущественно известняки и сланцы, в разрезе триаса — различные красноцветные образования, залегающие согласно на первых. Юрские отложения представлены главным образом песчаниками и сланцами, среди которых встречаются залежи угля. Кроме осадочных пород в разрезе мезозоя описываемой складчатой области установлены покровы андезитов и эффузивов кислого состава.

На территории Тибетского района широко развиты ледниковые отложения и аллювиально-делювиальные образования мощностью местами несколько десятков метров.

Подземные воды Тибетского гидрогеологического района совершенно не изучены. Однако анализ геологического строения и особенностей рельефа района позволяет сделать заключение, что гидрогеологическая структура его более сложная, чем кажется на первый взгляд. Обращает на себя внимание обилие на площади нагорья разных по величине межгорных впадин, дающих основание утверждать, что тектоническое строение его является весьма сложным, во всяком случае значительно сложнее, чем это изображается на современных тектонических картах и схемах.

В. М. Синицын (1958, 1959) отмечает, что для всей территории Центральной Азии характерна ячеисто-сотовая структура тектонического строения. Подобное строение, по-видимому, имеет описываемый район. В этой структуре

межгорные впадины представляют собой, очевидно, грабены, а разделяющие их поднятия — горсты. В первых устанавливается весь комплекс отложений, входящих в состав платформенного чехла, горсты сложены более древними породами его и, возможно, породами фундамента.

На основании изложенного в Тибетском районе выделяется шесть гидрогеологических районов второго порядка: Западно-Куньлуньский, Восточно-Куньлуньский, Каракорумский, Джангтангский, Гандисышаньский и Озерный.

Западно-Куньлуньский район занимает северную часть плато Джангтанг. На севере он ограничивается хребтами Русским и Аркатагом, на юге — поперечным хр. Бука-Мангна. Вершины хребтов покрыты вечными снегами и ледниками. Восточно-Куньлуньский район на севере обрамляется продолжением хр. Аркатаг и хр. Боккалытаг, на востоке и юге — хребтами Улан-Ула и Дунгбуре. Вершины хребтов также покрыты снегами и ледниками. Имеется большое количество озер с пресной и соленой водой. Каракорумский район расположен в западной части территории, где обрамляется отрогами хребтов Каракорума. Известно несколько пресных озер и небольших речек, начинающихся в ледниках, высоко в горах. Джангтангский район занимает центральную часть Тибета и является самым крупным районом второго порядка. Западная часть его достаточно гориста, поверхность восточной слабо всхолмленная, равнинная. От расположенного южнее Гандисышаньского района он отделяется хр. Алинг-Гангри. Здесь также имеется довольно большое количество озер с пресной и соленой водой. Наиболее значительным на западе является оз. Чарол, в центральной части — соленое оз. Кошумцо, озера в долине Двойных Озер, расположенной на высоте 5120 м, озера Гейзеров, Д-Амлюнпак (4705 м), Де-Пердри (4450 м) и др. Большинство рек района, берущих начало в горах, текут на значительных расстояниях по равнинным участкам и впадают в озера. Однако ряд небольших речек кончаются слепо, теряя, очевидно, свои воды на питание грунтовых вод щебнистых конусов выноса. В южной части района количество озер и рек заметно увеличивается, встречаются пресные проточные озера. Таким озером является, например, Ланг-Бу-Цо, из которого берет начало наиболее крупная река Тибетского нагорья — Бог-Цангпо, принимающая ряд крупных притоков (Донзан-Цангпо, Сер-Цангпо) и впадающая в соленое оз. Дагце.

Гандисышаньский район расположен в юго-западной части территории. Северная граница его проходит по водоразделу хр. Гандисышань, южная — по хр. Алинг-Гангри. Северные склоны Кайласа и хребты северной цепи гор слабо расчленены и покрыты плащом рыхлых отложений. Несмотря на большую абсолютную высоту гор, ледники в них встречаются довольно редко, но широко развиты смежные фирновые поля. Меридионально или субмеридионально направленные отроги этих хребтов разделяют территорию района на ряд межгорных бессточных впадин третьего порядка, на дне которых расположены многочисленные озера, питаемые горными реками. Наиболее крупное озеро Пангларинг расположено на обширной равнине, берега его заболочены, но само озеро соленое. Соленые также озера Табия-Цака, Теринам и ряд более мелких.

Озерный район, расположенный между хребтами Ньенчен и Тангла, находится в юго-восточной части Тибетского нагорья. От предыдущих он отличается наибольшим количеством озер, наиболее крупными среди которых являются пресное оз. Джаринг, системой озер и рек соединенное со вторым по величине озером Тибета — Селлинг, затем Намцо, Бамцо и др. Достаточно

густой является здесь и гидрографическая сеть, формирующаяся главным образом на южном склоне хр. Тангла и на северных склонах Ньенчен-Тангла.

Как уже отмечалось, сведения о подземных водах Тибетского нагорья практически отсутствуют. Поэтому, пользуясь приведенными данными о его природных условиях, попытаемся высказать лишь некоторые общие соображения об особенностях их формирования и распределения на площади района.

Во внешних областях питания бассейнов, очевидно, формируются воды спорадического распространения и переменного гидродинамического режима в трещинах кристаллических пород допалеозоя, осадочных, эффузивных и метаморфических пород палеозоя и мезозоя и различных по возрасту и составу гранитов. Эти воды в оврагах и долинах рек, расчленяющих горные поднятия, выходят на поверхность в виде родников. Особенно многочисленны последние, по-видимому, в юго-восточной части района, где выпадает наибольшее количество осадков, достаточно интенсивно развита речная сеть и довольно много озер с пресной водой. Дебиты родников, очевидно, высокие. В западной и северной частях района, резко уступающих юго-восточной по количеству осадков, родников мало и дебиты их незначительны. Гидрографическая сеть здесь развита слабо, а имеющиеся озера в большинстве своем содержат солоноватую и соленую воду.

Межгорные впадины выполнены отложениями платформенного чехла огромной мощности, скорее всего неодинаковой в разных впадинах. В этих впадинах местами под мерзлой зоной формируются артезианские воды. Учитывая высокое положение внешних областей питания, можно не без оснований полагать, что в некоторых пунктах пьезометрические уровни этих вод будут устанавливаться выше поверхности земли. До глубины 150—200 м здесь, очевидно, формируются пресные или слабосолоноватые воды. Ниже указанной глубины минерализация воды будет постепенно возрастать, и на глубине 1,5—2 км концентрация растворенных солей в них будет достигать нескольких сотен граммов на литр. Состав воды хлоридный натриевый, в ней, вероятно, содержится ряд микрокомпонентов (бор, литий, бром, иод и др.). Исходя из особенностей литологического состава пород, дебиты скважин, пройденных в верхней гидродинамической зоне, будут составлять 2—3 л/с, а с глубиной будут уменьшаться. Лишь на участках зон тектонических нарушений притоки воды к скважинам, видимо, будут высокими.

С глубиной температура подземных вод увеличивается, и есть основание предполагать, что термальные воды широко распространены в глубоких горизонтах Тибетского района.

Выходы термальных вод установлены в Джангтангском и Озерном районах. В первом районе Г. Лительдель (Ванновский, 1896) указывает на возможные выходы их на поверхность в районе оз. Гейзер, в полосе, заключенной между 36° 50′ и 33° 50′ с. ш., где также наблюдались проявления базальтовых излияний. В Озерном районе выходы термальных источников зафиксированы в хр. Тангла и в районе оз. Намцо. Наибольшее количество проявлений термальных вод сосредоточено в юго-восточной части района, заключенной между 30—34° с. ш. и 88—92° в. д. У оз. Намцо известен минеральный сернистый источник с температурой 83° С. Очевидно, источники приурочены здесь к системе тектонических нарушений, не отмеченных на геологических картах.

Широко распространены во внутренней области питания и накопления подземных вод района грунтовые воды, формирующиеся в четвертичных отложениях. Б. Д. Русанов (1956) выделяет грунтовые воды аллювиальных, озерно-аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, ледниковых и эоловых

отложений. Мощность водоносных отложений небольшая, подстилаются они глинами этого же возраста или залегают на более древних породах различного возраста и состава. Глубина залегания грунтовых вод на большей части площади их распространения небольшая, особенно вблизи озер и в долинах рек. Наиболее водоносны аллювиальные отложения, хотя Гу Шэнь-сю (1955) утверждает, что и моренные отложения содержат достаточно много воды. В составе грунтовых вод преобладают пресные гидрокарбонатные кальциевые воды; в районе озерных котловин, содержащих соленую воду, грунтовые воды также, вероятно, отличаются повышенной минерализацией. Такие воды распространены главным образом в северной части района, а пресные — в южной и особенно на юго-востоке Озерного района. На участках развития многолетнемерзлых пород в четвертичных отложениях могут быть встречены надмерзлотные грунтовые воды. Однако значение их для водоснабжения невелико.

Наиболее обеспечена пресными подземными водами южная часть Тибета, включающая Гандисышаньский и Озерный районы, северная часть его обеспечена этими водами несколько хуже.

Г. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ БАССЕЙНА СТОКА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Эта гидрогеологическая область площадью 8,89 млн. км² включает Аравийско-Месопотамский, Красноморско-Аденский, Оманский, Индский, Гангский, Нарбадский, Индостанский, Западно-Готский, Иравадийско-Салуинский, Шри Ланкский, Западно-Малаккский гидрогеологические районы.

1. АРАВИЙСКО-МЕСОПОТАМСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает почти весь Аравийский полуостров, прибрежную пустыню Гермезир и Месопотамскую низменность, обрамленную на северо-востоке Таврско-Загросскими горами (см. рис. 1). Большая часть района представляет собой сложно построенную платформенную область, на площади которой располагаются два крупных артезианских бассейна — Месопотамский и Аравийский, граница между которыми проходит по слабо выраженному водоразделу вадей бассейна р. Евфрат, Вади-Сирхан и впадины Большого Нефуда.

1. Месопотамский артезианский бассейн

Северо-восточная гористая часть бассейна, представляющая внешнюю область его питания, принадлежит к Средиземноморской (альпийской) складчатой области, юго-западная относится к Аравийской платформе. Согласно П. В. Попикарову (1967), в тектонической структуре Средиземноморской складчатой области выделяются складчато-блоковые зоны Центрального и Восточного Тавра, Александреттская и Загроса.

Зона Центрального Тавра в основании сложена докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями, на которых залегают субплатформенные девонские, каменноугольные и пермские. В альпийской структуре области широко развиты мезозойские и палеогеновые вулканогенно-кремнистые и спилито-диабазовые формации, карбонатные породы и интрузии гипербазитов и габброидов. В Восточно-Таврской зоне наиболее древними являются метаморфические образования рифея (?), представленные гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, кварцевыми и железистыми песчаниками, алевролитами, выше которых залегают палеозойские платформенные отложения. Среди последних

широко распространены пермские карбонатные породы. Мезозойские и более молодые образования зоны представлены вулканогенно-кремнистой формацией с гипербазитами и габброидами юры (?) — мела и флишем верхнего мела — палеогена. Южнее Восточно-Таврской зоны находится Александреттская, сложенная меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, надвинутыми на палеозойские и мезозойские платформенные отложения. Юго-восточнее Восточно-Таврской зоны располагается Загросский антиклинорий. К западу от главного Загросского разлома, проходящего по оси антиклинория, находится одноименная надвиговая зона. В строении последней участвуют платформенные палеозойские и мезозойские отложения, на которых в виде чешуй залегают геосинклинальные образования юры, мела и палеогена.

На западе бассейн обрамляется слабо выраженными возвышенностями Аравийской платформы, сложенными породами верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена, в самой северной части перекрытыми кайнозойскими платобазальтами.

Сильная расчлененность рельефа и обилие атмосферных осадков в северо-восточной и восточной частях внешней области питания бассейна позволяют утверждать, что здесь в зоне экзогенной трещиноватости пород в закарстованных известняках и доломитах, слагающих горы, формируются огромные ресурсы пресных подземных вод, среди которых выделяются свободные и напорные, питающие многочисленные родники, дающие начало рекам и речкам. Особенно высокие дебиты — до нескольких десятков литров в секунду, а возможно и более — имеют родники, приуроченные к карбонатным породам и к зонам разрывных нарушений. Вследствие коротких путей фильтрации минерализация воды низкая (0,14—0,39 г/л), состав гидрокарбонатный, редко гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый или кальциево-магниево-натриевый.

Внешняя область питания западной части бассейна находится в резко отличных физико-географических условиях по сравнению с восточной. Температуры воздуха более высокие, а осадков выпадает мало, поэтому постоянные речные водотоки и родники там отсутствуют. Однако, если иногда осадки в этой части внешней области и выпадают, вследствие ливневого характера и сухости воздуха они быстро испаряются и просочиться в глубокие горизонты, вероятно, не успевают. Таким образом, есть основание относить описываемый бассейн к типу бассейнов с односторонним питанием, происходящим на востоке в горах Загроса и Восточного Тавра.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна включает северную часть Аравийской платформы и Месопотамский прогиб, кристаллический фундамент которых сложен породами докембрия, а чехол — осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В северной части фундамент залегает относительно неглубоко, но расчленен достаточно сильно, в пределах Месопотамского прогиба он опущен на глубину до 12 км. В центральной части бассейна находится поднятие Гара, и поверхность фундамента залегает здесь неглубоко. Большое значение в структуре бассейна имеют разломы, особенно глубинные, контролировавшие его тектоническое развитие, а также мезозойскую и кайнозойскую магматическую деятельность. Эти разломы, как правило, сопровождаются разрывными дислокациями более мелкого порядка, создающими многочисленные зоны повышенной трещиноватости пород.

Отложения платформенного чехла бассейна на большей его части залегают практически горизонтально или с очень слабым наклоном. Они дислоцированы

достаточно интенсивно лишь в зонах разломов и еще более энергично в пределах Месопотамского прогиба, где в непосредственной близости от складчатых структур Загроса образуют валообразные и куполовидные поднятия (Поникаров, 1967).

Водоносность пород фундамента, а также нижней части разреза осадочного чехла, включающего отложения палеозоя, триаса и юры, не изучена. О подземных водах более высоких стратиграфических толщ имеются следующие данные.

Меловые отложения, широко распространенные во внутренней области питания, представлены известняками, песчаниками, глинами, покровами базальтов, андезитов, долеритов, мергелями, гипсами, сланцами, доломитами, в общем образующими толщу мощностью около 2000 м. Подземные воды в этих породах встречены в горах Антиливана, в поднятиях Рутба и Алеппском. Среди них встречаются грунтовые и напорные воды. Грунтовые воды в долинах (вадях), расчленяющих горы Антиливана и Рутба, вскрываются на глубине 5—50, чаще 30—50 м. На некоторых приподнятых участках (в районе городов Шаар и Эль-Хамра в Сирии) вода в этих отложениях отсутствует до глубины 300 м. В летнее время уровень грунтовых вод сильно понижается и многие колодцы становятся сухими. Напорные воды установлены на южных склонах Алеппского поднятия, где они встречены на глубине 190—435 м, в Антиливане — 87—238 м, на северных склонах поднятия Рутба — 275—320 м. Пьезометрические уровни обычно не достигают поверхности земли и устанавливаются на глубине 13—147 м. Лишь в единичных скважинах, пройденных в районе Рутба, они поднимаются выше поверхности земли. Дебиты колодцев, как правило, не превышают 1 л/с, дебиты скважин, каптирующих воду песчаников и известняков, 0,5—10 л/с, наиболее распространенные 1—1,5 л/с, удельные дебиты 0,01—0,7 л/с.

Минерализация грунтовых вод 0,6—2 г/л и выше, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже сульфатный и хлоридный. Минерализация воды напорных горизонтов 1—3 г/л, состав смешанный.

Палеогеновые отложения мощностью 200—2000 м широко развиты на территории бассейна. В составе их наблюдаются известняки, доломиты, мергели и конгломераты. Грунтовые и напорные воды, приуроченные к известнякам, конгломератам и доломитам, встречены в предгорьях Тавра, на плато Урфы, Мардина и Мидьят, на поднятиях Рутба и Алеппском, а также в горах Антиливана. Грунтовые воды вскрываются на глубине 2—100, но чаще 20—50 м ниже поверхности земли. Напорные воды встречены скважинами на склонах поднятий Алеппского и Рутба и в горах Антиливана на глубине 130—350 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на 30—170, чаще около 50 м ниже поверхности земли. Дебиты родников, питающихся водами закарстованных карбонатных пород, колеблются в широких пределах. Так, северо-западнее Дамаска на склонах гор Антиливана из известняков и доломитов выходят родники с дебитами 0,5—2 л/с. В районе г.Килис дебит группы родников, выходящих из известняков, достигает 528 л/с, а восходящего постоянно действующего родника Рас-эль-Дип — 40 м³/с. Дебит колодцев, расположенных к западу от р. Евфрат в Сирии, не превышает 1, редко до 3 л/с. Дебиты скважин, вскрывающих воды в известняках и доломитах, 0,01—30 л/с, наиболее распространенные 0,5—1 л/с. Летом многие колодцы, каптирующие эти воды, становятся сухими, дебиты родников понижаются. Минерализация воды изменяется от 0,5 г/л в северной части до 3 г/л и более в южной и восточной частях бассейна, состав гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный натриевый.

Неогеновые отложения мощностью более 1000 м представлены известняками, песчаниками, конгломератами, мергелями, глинами, пластами каменной соли, песками, базальтами и их туфами (Поникаров, 1967). Приуроченные к этим отложениям грунтовые и напорные воды изучены преимущественно во внешней области питания бассейна (плато Урфы и Мардина, предгорья Загроса, горы Антиливана) и гораздо меньше во внутренней области.

Грунтовые воды на плато Урфы и Мардина встречены на глубине 10—120 м и более, во внутренней области питания — 5—80, чаще 10—30 м. Напорные воды на плато Урфы залегают в известняках на глубине 98—123 м. Пьезометрический уровень поднимается на 0,3—0,5 м выше поверхности земли. В районе г. Мосул в северной части Месопотамского прогиба уровень напорных вод, залегающих на глубине около 130 м, устанавливается ниже поверхности земли на 15—20 м. Скважина, вскрывшая здесь напорные воды в песчаниках, имела дебит 50 л/с.

Грунтовые воды закарстованных известняков питают множество родников, выходящих на южных склонах хр. Джебель-Синджар, в районе городов Шитат, Хит и др., в устьевых частях вадей и в долине р. Евфрат. Дебиты от 0,1 до 500 л/с. Дебиты колодцев и скважин, расположенных в западной и центральной частях бассейна, 0,6—3 л/с, а водопунктов, вскрывающих воды соленосных отложений, 0,1—0,3, редко более 1 л/с. Во внутренней области питания дебиты скважин, пройденных в конгломератах и песках до глубины около 60 м, 0,3—50, чаще 1—1,5 л/с.

Во внешней области питания бассейна минерализация воды 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый или кальциевый (Каглар, 1959). По мере движения воды к внутренним частям бассейна минерализация возрастает до 10 г/л и более, состав изменяется на сульфатный, реже хлоридный кальциевый. На участках распространения соленосных отложений минерализация воды возрастает до 20—30 г/л, состав хлоридный натриевый (города Мосул, Сулейман-Бег, Хан-Бени-Саад и ряд других).

На западе и особенно на севере бассейна значительные площади занимают покровы миоценовых платобазальтов (Поникаров, 1967). Воды приурочены к зоне экзогенной трещиноватости и к контактам базальтов с породами другого состава. Довольно многочисленные родники указывают на достаточно высокую обводненность этих зон. По К. Каглару (1959), минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый.

Четвертичные отложения распространены повсеместно в бассейне. Наиболее развиты образования речных долин, аллювиально-пролювиальные накопления конусов выноса и делювий предгорных шлейфов. К аллювиальным отложениям, развитым в крайней северной части бассейна и имеющим мощность до 20 м, приурочены грунтовые и местами напорные воды, залегающие на глубине 5—15 м. Дебиты связанных с ними родников до 60 л/с и выше. Воды обычно пресные гидрокарбонатные кальциевые.

Во внутренней области питания бассейна состав аллювиальных отложений постепенно изменяется от грубого к тонкому в направлении от областей сноса к центральной части Месопотамской низменности, где их мощность превышает, по-видимому, 100 м. Глубина залегания воды в этих отложениях изменяется от 75 м во внешней области питания бассейна до 3—6 м и менее во внутренней (рис. 31). Ниже слияния Евфрата и Тигра вода залегает в непосредственной близости к поверхности земли, что приводит к интенсивному заболачиванию и засолению местности. В центральной части Месопотамской низменности наблюдается устойчивое положение уровней, годовая амплитуда колебания их не

превышает 0,3 м. Поток подземных вод направлен к центральной части равнины и к Персидскому заливу при среднем уклоне 0,00004—0,0002. Питаются эти воды за счет подтока воды со стороны внешней области питания, поступления на нижележащих пород и частично поверхностных вод Евфрата и Тигра, русла которых на отдельных участках располагаются выше поверхности равнины. Аллювиальные воды разгружаются в русла рек, в небольшие бессточные впадины и в Персидский залив, но главным образом, по-видимому, путем испарения. Дебиты водопунктов составляют десятые доли литра в секунду. Минерализация воды имеет отчетливое зональное распределение, заключающееся в увеличении ее от внешней области питания бассейна к внутренней. В соответствии с изменением минерализации изменяется и состав ее от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого.

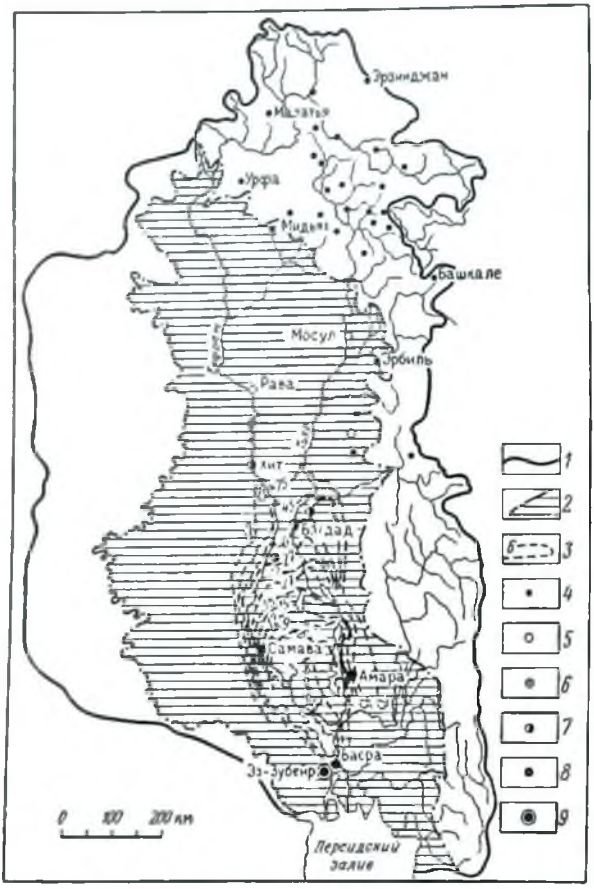


Рис. 31. Изменение минерализации и глубины залегания подземных вод Месопотамского артезианского бассейна

1 — граница бассейна; *2* — внутренняя область питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *3* — изолинии равных глубин залегания подземных вод; *4—9* — минерализация подземных вод (г/л): *4* — до 1, *5* — от 1 до 3, *6* — от 3 до 10, *7* — от 10 до 50, *8* — от 50 до 100, *9* — более 100

Воды аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса и делювия предгорных шлейфов распространены в предгорьях Загроса и Тавра, а также в отдельных межгорных впадинах и крупных долинах. Эти воды обычно пресные гидрокарбонатные кальциевого состава, используются для водоснабжения с помощью кяризов.

В средней части бассейна известны выходы из известняков неогена теплых сульфатных кальциевых пресных вод. Однако не вызывает сомнений, что бассейн в целом является весьма перспективным в отношении высокотермальных соленых вод и рассолов с промышленными концентрациями иода, брома, бора, фтора, лития, стронция, калия. Благоприятные условия для формирования таких вод существуют в наиболее глубоко погруженных частях Месопотамского краевого прогиба и в закрытых нефтеносных структурах, в которых роль покрышки играют каменная соль, ангидриты и мергели («Нефтегазоносные бассейны ...», 1965).

По обеспеченности пресными подземными водами территория бассейна неоднородна. Во внешней области питания, особенно в северной и восточной частях ее, где широко развиты известняки мезозоя и кайнозоя, ресурсы этих вод значительны. Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна положение с ресурсами пресных вод значительно сложнее. Неогеновые и четвертичные отложения здесь обладают большими ресурсами подземных вод. Но состав и высокая минерализация этих вод резко ограничивают возможности использования их для водоснабжения. Тем не менее и в пределах этой площади не исключена возможность обнаружения подземных вод, пригодных для водоснабжения и орошения. Наиболее перспективны в этом отношении речные долины и предгорные шлейфы, сложенные аллювиально-пролювиальными накоплениями.

2. Аравийский артезианский бассейн

Внешней областью питания бассейна являются расположенные в западной части его горы Хиджаза, Асира, плато Неджд, частично Тувайк. Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к платформенным отложениям, покрывающим Аравийскую плиту.

В геологическом строении бассейна участвуют образования всех систем, за исключением каменноугольной.

Протерозой (до 2000 м) представлен гнейсами, гранито-гнейсами, сланцами, песчаниками, конгломератами и мраморизованными известняками. Венд (около 2200 м) сложен известняками, туфами, эффузивами кислого состава, конгломератами, сланцами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Докембрийские интрузии образованы гранитами, гранодиоритами, диоритами, реже габбро, перидотитами и сиенитами.

В кембрийских отложениях (250—600 м) преобладают песчаники с редкими прослоями сланцев и алевролитов. Отложения ордовика — силура (800—1100 м) состоят из песчаников, сланцев, алевролитов, аргиллитов и конгломератов. Нижнепалеозойские отложения (до 2000 м) представлены песчаниками с прослоями сланцев и известняков. В разрезе девона (180—300 м) наблюдаются сланцы с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Пермь (235—292 м) в северной части бассейна сложена известняками, южнее — песчаниками с прослоями сланцев, а еще южнее (район Анайза) — гипсоносными отложениями. В составе пермо-триасовых пород (120—200 м) преобладают сланцы с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и гипсов.

Триасовые и триасово-юрские отложения (420—730 м), слагающие небольшие плато Сафра-эль-Асьях и Тайсия к северо-западу от Тувайка, образованы песчаниками, сланцами, известняками, местами с горизонтами гипсов и конгломератов. Юра (до 1000 м) включает известняки с прослоями мергелей, доломитов, ангидритов, гипсов, песчаников, алевролитов и сланцев. Нерасчлененные юрско-меловые отложения (до 1500 м), распространенные в Южной Иордании и Омане, представлены пестроцветными песчаниками и известняками. Меловые отложения (1000—1200 м) состоят из известняков с прослоями сланцев, песчаников и доломитов, а также песчаников с прослоями и линзами сланцев, конгломератов, мергелей, доломитов и известняков. К меловым образованиям относится также офиолитовая формация (до 1000 м), широко распространенная на западных склонах Оманских гор и состоящая из диабазов, спилитов, кремнистых сланцев, радиоляритов, известняков с прослоями сланцев и мергелей. Нерасчлененные отложения верхнего мела — эоцена сложены известняками, мергелями и глинами с прослоями кремней и фосфоритов.

В разрезе палеогена (300—1200 м) наблюдаются известняки, мергели, доломиты, гипсы, ангидриты. Разрез неогена (500—1400 м) примерно такой же. Неоген-четвертичный комплекс (более 100 м), образующий широкую полосу вдоль юго-западных предгорий Оманских гор и слагающий небольшие поля на северо-западной окраине пустыни Руб-эль-Хали, сложен русловым и пролювиальным гравием, песком, галечником, мергелями, песчаниками и конгломератами. К этому возрасту относятся также базальты, иногда с прослоями песчаников и мергелей, распространенные на западе плато Неджд и северо-восточнее Вади-Сирхан и имеющие мощность до 600 м. В составе четвертичных накоплений, развитых повсеместно, выделяются морские, озерные, аллювиально-озерные, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, эоловые и аллювиально-делювиальные образования самого разного состава максимальной мощностью до 200 м.

Кристаллические породы Аравийской плиты, обнажающиеся в западной части бассейна, полого погружаются на восток в сторону Персидского залива и покрываются мощным чехлом описанных выше осадочных образований. На юго-востоке бассейна располагается Предоманский краевой прогиб. На юге бассейн обрамляется Аденским поднятием, простирающимся параллельно одноименному заливу и Аравийскому морю. Севернее этого поднятия располагается наиболее погруженная часть платформы — синеклиза Руб-эль-Хали. В местности Эль-Хаса — между г. Эль-Кувейт и Катарским полуостровом — установлены крупные валообразные и куполовидные поднятия Бсавар, Абхаик, Вафра-Акмази, Катар и др. В северной части плиты на фоне общего погружения выделяются отдельные впадины и крупное Иорданское поднятие. Восточнее последнего находится впадина Большого Нефуда, вытянутая в северо-западном направлении. В районе Вади-Сирхан плита разбита системой региональных разломов субширотного и северо-западного направлений, с которыми и связано излияние мощных базальтовых покровов кайнозоя.

Водоносность докембрийских интрузивных пород изучалась лишь на юге плато Неджд. Подземные воды в этих породах накапливаются здесь в зонах экзогенной трещиноватости мощностью 20—30 м и разрывных нарушений. Глубина залегания воды в нижних частях склонов и на дне вадей колеблется от 5—10 до 20 м и более. Эти воды являются основным источником водоснабжения городов Таиф и Мувейх и небольших селений на северо-западе Саудовской Аравии. Водоносность пород, очевидно, невысокая, но вода пресная или слабосолоноватая. Водораздельные участки и высокие склоны вадей сдренированы и, по-видимому, воды не содержат.

Метаморфические породы докембрия, как отмечалось выше, обнажаются преимущественно в западной части бассейна, где водоносность их связана с зоной экзогенной трещиноватости, в пределах которой формируются главным образом грунтовые воды. По данным Твитчелла (Twitchell, 1953), в вади Эль-Румма вода в этих породах залегает на глубине 4,5—8 м, в вади Недждан — 3,7—4,6 м, в вадях Биша, Ранья и Татиш — 9—15 м. Колодцы, расположенные вдоль главных караванных и паломнических путей, в Эль-Кайя и Давадами вскрыли воду на глубине 1,2—6,1 м, в горах Хайгель, Афиф, Эд-Дафино, Таиф — 20—24,4 м. Тот же исследователь отмечает наличие редких малодебитных родников, выходящих в бортах вадей. Дебиты колодцев 0,3—2, чаще 1 л/с. Воды, вероятно, пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые или слабосолоноватые сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые.

Палеозойский водоносный комплекс широко распространен на северо-западе бассейна, где занимает обширную площадь к западу от Большого Не-

фуда; в центральной части он образует полосу шириной до 200 км, обрамляющую с востока Аравийский щит, а на юго-западе образует небольшие участки среди мезозойских пород. От этих полей развития во внешней области питания комплекс погружается с уклоном 0,005—0,012 на восток-северо-восток и на самом востоке бассейна залегает под мезозойскими и кайнозойскими осадками на глубине 4000—4500 м.

В этом комплексе водоносны главным образом песчаники, конгломераты, известняки и доломиты. Разделяющие их сланцы, алевролиты и аргиллиты служат водоупорами и обусловливают расчленение толщи палеозоя на отдельные водоносные горизонты, местами гидравлически связанные друг с другом. Во внешней области питания в этих горизонтах формируются грунтовые воды, залегающие на дне вадей и в нижних частях склонов возвышенностей на глубине до 15—20 м. По мере погружения комплекса под мезозойские образования водоносные горизонты из свободных переходят в напорные, причем с удалением на восток напоры воды возрастают. В некоторых пунктах пьезометрические уровни устанавливаются выше устьев скважин, но обычно располагаются на 45—30 м ниже поверхности земли. Так, в трех скважинах, пробуренных близ г. Тайм, вскрывших напорные воды в песчаниках ордовика — силура на глубине 107—122 м, уровень установился на глубине 4,5 м. Р. Пауэрс и др. («Geology ...», 1966) сообщают, что из 30 скважин, пройденных в районе г. Табук, многие вскрыли напорную самоизливающуюся воду в этих же песчаниках на глубине около 245 м. Самоизливающиеся воды встречены скважинами в песчаниках кембрия и ордовика — силура в районе городов Кассим, Баха, Эш-Шейби, Кусейба, Кувара, Аюн. Ф. Фоллей (Folley, 1966) указывает, что одна из скважин вскрыла напорную воду в северо-западной части бассейна в палеозойских песчаниках на глубине 1100 м, уровень ее поднялся на высоту более 1000 м. Л. Татчер (Thatcher, 1961) отмечает, что зимой в период максимума выпадения осадков наблюдается наиболее высокое положение уровня грунтовых вод в колодцах внешней области питания бассейна. В некоторых колодцах, находящихся северо-западнее г. Бурайда, он поднимается до поверхности земли. Летом и осенью уровень воды резко понижается, в связи с чем некоторые колодцы полностью пересыхают. Амплитуда колебания уровня на отдельных площадях составляет несколько метров.

Дебит колодцев и редких родников, питающихся грунтовыми водами палеозойских отложений, — десятые доли литра в секунду, а упоминавшейся скважины, вскрывшей палеозойские воды на глубине 1100 м, составил 31,6 л/с.

Воды палеозойского комплекса во внешней области питания имеют пеструю минерализацию. Наряду с преобладающими пресными гидрокарбонатными водами здесь отмечаются солоноватые и соленые хлоридно-сульфатные, причем к югу колодцы с солоноватой водой встречаются чаще. Минерализация глубоких вод более ровная. По данным Фоллея (Folley, 1966), Пауэрса и др. («Geology, ...», 1966), во всех скважинах она составляет около 1 г/л, в единичных достигает 1,3 г/л. Более высокоминерализованные воды формируются, по-видимому, в пермских гипсоносных отложениях. Вода здесь, очевидно, хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая. Температура воды в скважине глубиной 381 м, пройденной в отложениях палеозоя близ г. Бурайда составляет 37,7° С. Воды палеозойского комплекса широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения, особенно на северо-западе бассейна. По данным Пауэрса и др., с этой целью здесь пробурено около 350 скважин на воду глубиной 100—1100 м при наиболее распространенной 250—400 м.

Триасовый водоносный комплекс развит к западу от гор Тувайка, где в полосе шириной 40—60 км залегает первым от поверхности земли, а восточнее погружается под толщу более молодых мезозойских и кайнозойских отложений. Наличие в разрезе триаса чередующихся слоев песчаников, известняков, доломитов и сланцев обусловливает развитие самостоятельных и гидравлически связанных водоносных горизонтов. Во внешней области питания бассейна в этих отложениях формируются грунтовые воды, залегающие на глубине 10—50 м. Ниже местного базиса эрозии воды погружаются под водоупорные юрские отложения и становятся напорными. В районе г. Эр-Рияд они встречены на глубине 1100—1200 м, пьезометрические уровни установились на 50 м ниже поверхности земли (Karpoff, 1965). По данным Пауэрса и др., высоконапорные воды в песчаниках триаса — юры вскрыты несколькими скважинами в районе г. Шакр, северо-западнее Эр-Рияда. Воды триасовых отложений, вскрытые колодцем Табрак, имеют минерализацию около 0,5 г/л, гидрокарбонатный магниевый состав и температуру 27,8° С (Wolfart, 1965). Минерализация напорных вод, встреченных скважинами в районе Эр-Рияда, 1,1—1,25 г/л, состав сульфатно-хлоридный по катионам смешанный, температура их на глубине 1100—1200 м 52—53° С.

Данные о водоносности нерасчлененных отложений триаса — юры очень скудные. Известно, что в районе г. Шакр скважины, вскрывшие песчаники этого возраста, дают воду в количестве, достаточном для водоснабжения и орошения. Р. Карпов (Karpoff, 1965) указывает, что одна из глубоких скважин близ Эр-Рияда имеет дебит около 55 л/с.

Водоносность нижне-среднеюрских отложений изучена в Центральной Аравии, где они обнажаются неширокой полосой вдоль западных склонов хр. Тувайк. Наиболее водоносны закарстованные известняки, в которых грунтовые воды залегают на глубине 10—30 м. Скважина, пройденная в этих породах в вади Ниса до глубины несколько десятков метров, имела дебит 9,2 л/с при понижении уровня на 0,05 м. Минерализация воды около 1 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый. В загипсованных породах минерализация воды, вскрытой колодцем Муграфир на глубине 28 м, более 3 г/л, состав сульфатный кальциево-магниевый, температура около 26° С. Воды описываемых отложений используются для водоснабжения небольших поселков, расположенных к западу от хр. Тувайк. Забор воды осуществляется колодцами глубиной 10—40 м, заложенными в вадях. В вадях Ниса, Друма, Авсат для этих целей, кроме того, построены неглубокие буровые колодцы.

Верхнеюрско-нижнемеловой водоносный комплекс широко распространен в хр. Тувайк, на территории Иордании и на восточных склонах Йеменского нагорья. На большей части Восточной Аравии он перекрывается верхнемеловыми и кайнозойскими образованиями. Водовмещающими являются известняки, реже песчаники. Нижним водоупором комплекса служит мощная сланцево-глинистая толща средней юры, водоупорной кровлей — нижнемеловые сланцы. Воды комплекса относительно хорошо изучены в районах Вади-Сирхан в Иордании, Эль-Кхардж и Эль-Афладж в Центральной Аравии, где они эксплуатируются скважинами и многочисленными шахтными колодцами. Здесь же имеется множество естественных карстовых воронок — водоемов, образовавшихся вследствие растворения ангидритов и гипсов. Диаметр воронок изменяется от 9—45 м (Хафс-Дагра) до 97 м (Айн-Дила), а глубина — от 14 до 126 м (Twitchell, 1944, 1953). Грунтовые воды описываемых отложений, формирующиеся во внешней области питания бассейна, в вадях залегают на глубине 0,6—60 м, но чаще вскрываются на глубине 8—30 м. Севернее и южнее вади

Сахба глубина залегания их увеличивается. Состав и минерализация этих вод закономерно изменяются в направлении с северо-запада на юго-восток. В северной части бассейна в поле развития песчаников распространены преимущественно гидрокарбонатные воды с минерализацией около 1 г/л. При движении на юг в связи с появлением в разрезе гипсо-ангидритовых прослоев они постепенно становятся гидрокарбонатно-сульфатными и сульфатными, минерализация возрастает до 3 г/л, в отдельных пунктах до 10 г/л. В районе хр. Тувайк воды несколько опресняются при сохранении сульфатного состава, но к югу от него вновь становятся более минерализованными. К востоку от хр. Тувайк водоносный комплекс погружается под толщу верхнемеловых — кайнозойских отложений и переходит в условия напорного режима. Напорные воды комплекса вскрыты при разведке нефтяных месторождений Абу-Хадрия, Катиф, Абкаик, Харсания, Гхавар, Даммам и Манифа на побережье Персидского залива на глубине 2500—3000 м. Пьезометрические уровни в отдельных скважинах устанавливались выше поверхности земли. Состав воды хлоридный, минерализация более 10 г/л (Dieter, 1965).

Водоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений неравномерная. В северной части бассейна дебиты колодцев не превышают 1 л/с, чаще составляют 0,1—0,4 л/с. В хр. Тувайк, где широко развиты закарстованные известняки, они более водоносны. По данным Р. Вольфарта (Wolfart, 1965), длительный (с 1944 по 1964 г.) отбор воды из карстовой воронки Айн-Дила, расположенной к юго-востоку от г. Эр-Рияд, в среднем в количестве 730 л/с привел к снижению уровня лишь на 6,1 м. При опытной откачке из карстовой воронки Айн-Самха получен дебит 400 л/с при понижении уровня на 4,5 м, в воронках Кхафс-Дагра дебиты составили 240—315 л/с (Cragy, 1951). Воды описываемых отложений широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения и орошения земель. Забор воды осуществляется преимущественно копаными колодцами глубиной 10—50 м. По данным Пауэрса и др., только в районе Эль-Биджадин имеется 54 колодца; известны колодцы в районах Мудаввара на севере Эль-Кхардж и Эль-Афладж в центральной части Аравии. В районе Тувайка часто эксплуатируются воды карстовых воронок. На упоминавшейся выше воронке Айн-Дила построен водозабор производительностью 2,6 тыс. м³/ч.

В верхнемеловых отложениях формируются грунтовые и напорные воды. Грунтовые воды в вадях залегают на глубине 2—70 м, местами более 100 м. Там, где водоносные породы погружаются под отложения кайнозоя, воды становятся напорными. Последние, часто самоизливающиеся, вскрыты на глубине 300—500 м на п-ове Катар и на Бахрейнских островах. Пауэрс и др. считают, что для водоснабжения наиболее перспективны песчаники, с которыми в пограничных районах Иордании с Саудовской Аравией связаны обычно пресные, реже слабосолоноватые воды. На крайнем северо-востоке бассейна вблизи нейтральной зоны между Саудовской Аравией и Кувейтом минерализация этих вод на глубине более 1000 м достигает 200 г/л (Али-ан-Нуали, 1965). Однако западнее зоны развития нефтяных структур на побережье Персидского залива воды песчаников даже на большой глубине часто являются слабоминерализованными, пригодными для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Так, Али-ан-Нуали (1965) сообщает, что западнее и южнее месторождения Гавар скважины, вскрывшие эти песчаники на глубине до 1067 м, дали высоконапорную воду очень хорошего качества. Водоносность песчаников высокая.

Подземные воды карбонатных пород верхнего мела изучены хуже, чем песчаников. Р. Пауэрс и др. отмечают, что там, где эти породы выходят на поверхность, в них распространены пресные или слабосолоноватые воды

с минерализацией до 3 г/л. Солоноватые воды на глубине более 5 м в известняках и доломитах установлены в местностях Рафха и Бадена (Трансаравийской нефтепровод) на севере бассейна. При погружении этих пород под отложения кайнозоя минерализация воды возрастает, и близ Персидского залива она становится высокоминерализованной.

Ориентировочно восточная граница слабоминерализованных вод верхнемеловых отложений, по Р. Пауэрсу и др., проходит к югу от вади Эль-Батин, через Эль-Лихаба, западнее месторождения Гавар и далее на юг через Руб-эль-Хали вдоль 50-го меридиана. Как показали исследования последних лет, воды верхнемеловых отложений пригодны для водоснабжения практически на всей площади, где они находятся первыми от поверхности земли, и на отдельных участках, удаленных на 100—200 км от Персидского залива, где они залегают под отложениями кайнозоя.

Водоносность пород офиолитовой формации практически не изучена. Томас (Thomas, 1932) указывает, что в верховьях некоторых вади к породам этой формации приурочены выходы небольших родников, по-видимому, с пресной или слабосолоноватой водой.

Водоносные карбонатные отложения верхнего мела — эоцена (свита белка) распространены на территории Иордании и в пограничных с нею районах Саудовской Аравии. Водовмещающие породы свиты представлены мергелями, мелом, мергелистыми и мелоподобными известняками; прослои трещиноватых известняков обычно маломощные, имеют резко подчиненное значение и часто замещаются на коротких расстояниях мелоподобными и мергелистыми их разностями. Так, в районе г. Маан (Иордания) скважины, расположенные в 3—4 км к юго-востоку от города, вскрыли в известняках грунтовые воды на глубине 9,3—18,5 м, а одна из скважин, находящаяся в 8—10 км северо-восточнее, до глубины 183 м водоносных пород вообще не встретила (Shaw, 1947). Часто в этих отложениях отмечаются и напорные воды, но напор не превышает 5 м. Дебиты скважин, вскрывших воду в интервале 15,6—39 м, составляют 0,2—1,2 л/с. Грунтовые воды преимущественно пресные или слабоминерализованные. Так, минерализация воды колодца Байир составляет 0,73 г/л (Burdon, 1959), в скважинах района г. Маан она изменяется от 0,64 до 1,3 г/л. По данным С. Шоу (Shaw, 1947), при интенсификации откачек из скважин имело место некоторое повышение минерализации воды, вызванное, вероятно, подтоком более минерализованных глубоких вод. Воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридные, реже сульфатные натриевые и кальциево-натриевые. Воды карбонатных отложений свиты используются в основном в Южной Иордании для водоснабжения г. Маан и селений Байир, Эль-Джафр, Эйн-Муда. Забор воды осуществляется колодцами, неглубокими скважинами (Маан) и кяризами (Маан, Эль-Джафр).

Водоносный комплекс кайнозойских платобазальтов распространен в западной части бассейна. К. Твитчелл (Twitchell, 1953) указывает, что в районе плато Харрат-Хайбар (Неджд) имеются многочисленные родники, выходящие из базальтов. Минерализация воды до 1 г/л, состав гидрокарбонатный. В Центральной Иордании и Сирии воды эффузивов используются для водоснабжения.

Палеоцен-эоценовые водоносные мелоподобные известняки, мергели, массивные известняки и доломиты широко распространены в северо-западной части Саудовской Аравии, в оазисе Эль-Хаса, на п-ове Катар и на Бахрейнских островах, на востоке и юге пустыни Руб-эль-Хали. Грунтовые воды в этих породах часто залегают на довольно значительной глубине. По данным Тези-

жера (Thesiger, 1959), колодец Тамис, находящийся на юге бассейна, вскрыл воду на глубине 17,5 м; колодец Рума, по К. Твитчеллу, — на глубине 51 м. На плато Сумман и в пустыне Дехна многие колодцы имеют глубину 60 м, глубина колодца Хулайл 46 м, Сакау 73 м, Тамуд 91 м.

Напорные воды в отложениях палеоцен-эоцена встречаются практически повсеместно. Так, в северо-восточной части бассейна они вскрыты на глубине около 180 м, восточнее плато Сумман и в пустыне Дехна 150—250 м, в 20 км юго-западнее г. Эль-Кувейт (в Сулебиях) 167,5—180 м, в окрестностях Хуфуфа (оазис Эль-Хаса) до 249 м и т. д. Величина напора различна. В прибрежной полосе Персидского залива и в восточной части пустыни Руб-эль-Хали пьезометрический уровень устанавливается значительно выше поверхности земли. Самоизливающиеся напорные воды встречены на Бахрейнских островах. В районе г. Эль-Кувейт напор составляет около 45 м, напорный уровень располагается на глубине 122—137 м (Perkins, 1957). Вода, как правило, характеризуется повышенной минерализацией, но в различных районах неодинаковой. Наименее минерализованной (до 3 г/л) она является там, где залегает первой от поверхности земли, преимущественно в Центральной Аравии. По мере движения на восток минерализация воды увеличивается и максимального значения достигает в глубоких горизонтах нефтеносных структур на побережье Персидского залива. Так, в районах Абкайк и Рас-Таннура сероводородные воды имеют минерализацию 55 г/л. В Руб-эль-Хали вода с минерализацией до 4,8 г/л распространена к западу от 51-го меридиана, восточнее последнего минерализация ее возрастает до 95 г/л («Geology...», 1966). Высокоминерализованные воды в описываемых отложениях вскрыты также на п-ове Катар. Для уменьшения минерализации и создания линз пресных вод здесь осуществляется искусственное подпитывание этих вод атмосферными осадками через систему специально пробуренных скважин в естественных понижениях рельефа. С помощью этого метода удалось создать линзы подземных вод с минерализацией от 0,4 до 1,17 г/л.

Водоносность отложений палеоцен-эоцена достаточна высокая. Дебиты отдельных родников, питающихся водами этих отложений на Бахрейнских островах, 5—400 л/с, суммарный дебит всех родников достигает 1500 л/с. Режим дебитов исключительно постоянный. Температура воды 27—30° С (Vidal, 1955). Скважина глубиной 98 м, пройденная близ г. Манам на Бахрейнских островах, имела дебит 6 л/с; вторая скважина, пробуренная там же до глубины 65 м, — 2 л/с (Heim, 1928). Дебиты скважин на п-ове Катар 65,8—79 л/с. Средний дебит каждой скважины, построенной в Сумбиях (Кувейт), 12,6 л/с, а суммарный всех скважин в 1960 г. достигал 438 л/с (Зверева, 1964). Воды комплекса широко используются для водоснабжения мелких поселков, городов и орошения земель.

Олигоценовый водоносный комплекс распространен в восточной части пустыни Руб-эль-Хали, в пустынных местностях Джиддат-эз-Зулия и Джиддат-эль-Харасис. Водоносность комплекса не изучена. Однако, учитывая состав пород, можно предположить, что в них содержатся высокоминерализованные воды.

Водоносные неогеновые отложения развиты на побережье Персидского залива, в оазисе Эль-Хаса, на п-ове Катар и Бахрейнских островах. Среди них наиболее водоносны известняки, часто закарстованные. К ним приурочены многочисленные артезианские колодцы и восходящие родники в оазисах Эль-Хаса, Эль-Катиф и на юге п-ова Катар. Пауэрс и др. («Geology ...», 1966) сообщают, что самоизливающиеся воды миоценовых известняков в межбарханных

понижениях имеются также в пустыне Эль-Джафура. Дебиты родников и колодцев в Эль-Катиф 1—70 л/с (Twitchell, 1953), а в Эль-Хаса еще значительнее. Суммарный дебит 50 артезианских колодцев составляет здесь 11 365 л/с, или в среднем для одного колодца 227 л/с. Дебиты родников от нескольких до 1700 л/с, суммарный дебит 162 зарегистрированных в оазисе родников достигает 12 400 л/с (Dieter, 1965). Глубина залегания напорных вод в Эль-Хаса 10—92 м. Пьезометрический уровень устанавливается обычно близ поверхности земли или на глубине 3,5—15 м. Часть скважин и колодцев оазисов Эль-Катиф и Эль-Хаса вскрыла фонтанирующие воды. Минерализация воды в Эль-Хаса 1,3—1,5 г/л, состав сульфатный; в Эль-Катиф минерализация достигает 5 г/л, но преобладают воды с минерализацией около 3 г/л того же состава (Али-ап-Нуали, 1965). Температура воды обычно 35—40° С.

Подземные воды неогеновых отложений — надежный источник водоснабжения в восточных районах Аравии. Получение воды, пригодной для хозяйственно-питьевого водоснабжения, возможно практически на всей площади распространения этих отложений, причем на отдельных участках осуществима организация крупных централизованных водозаборов.

Воды неоген-четвертичных отложений совершенно не изучены. Терригенные образования этого возраста выполняют преимущественно впадины, внутриплатформенные и краевые прогибы. В Предоманском прогибе, аккумулирующем поверхностный и большую часть подземного стока с западных склонов Оманских гор, в этих отложениях возможно развитие мощного горизонта слабоминерализованных вод. Этому способствуют большое количество осадков, выпадающих в горах, отсутствие в составе водовмещающих пород легкорастворимых солей, глубокая расчлененность предгорной равнины, обусловливающая большую глубину залегания подземных вод и короткие пути их фильтрации. Часть подземного потока, формирующегося в этих отложениях в Предоманском прогибе, выклинивается на границе с пустыней Руб-эль-Хали и способствует образованию здесь обширных солончаковых полей. Близкие, хотя и несколько отличные, условия формирования подземных вод в этих отложениях наблюдаются в периферийных частях Руб-эль-Хали, примыкающих к Аравийскому щиту и Аденскому поднятию. В Кувейте и на побережье Персидского залива условия для накопления вод менее благоприятные. Воды здесь, по-видимому, соленые, участками горько-соленые с минерализацией более 10 г/л. Глубина залегания их часто составляет 30—50 м.

Водоносный комплекс четвертичных отложений распространен чрезвычайно широко на площади бассейна. Водовмещающие породы представлены эоловыми песками, а также песками, супесями и галечниками морского, озерного (озерно-пролювиального) и аллювиально-пролювиального генезиса.

Воды морских отложений развиты в прибрежной полосе Персидского залива, где вскрываются колодцами на глубине до 10 м (Сила, Байнула); они обычно соленые и горько-соленые и используются только для водопоя скота (Vesey-Fitzgerald, 1957). Такие же соленые и горько-соленые воды встречаются в озерных отложениях, локально распространенных в замкнутых понижениях, представляющих собой большей частью мокрые или пухлые солончаки. Наиболее крупные из них — солончак Умм-эс-Самим, Вади-Сирхан, солончаки оазиса Джабрин. Питаются эти воды за счет подтока воды по вадям со стороны песчаных массивов, подпитывания водами восходящих родников. Интенсивное испарение при отсутствии оттока приводит к увеличению минерализации воды вплоть до формирования рассолов. Воды аллювиально-пролювиальных отло-

жений преимущественно безнапорные. Глубина залегания их в вадях колеблется от 0,5—1,6 м (колодцы в вадях Эр-Русса и Сахба) до 3,5—10 м (колодцы в вади Биша). На поверхности террас и на междуадиевых пространствах на равнинах она изменяется от 10 до 50 м. Наиболее водоносны аллювиально-пролювиальные отложения в верхней и средней частях крупных вадей: Неджран, Ранья, Биша, Татлит, Эд-Давашр, Эр-Румма, Сахба. Дебиты колодцев здесь обычно высокие. В предгорной части бассейна воды пресные и солоноватые с минерализацией до 3 г/л, в равнинной части пестрые по минерализации. Минерализация этих вод увеличивается также от верховьев вадей, где они преимущественно пресные, к низовьям, где становятся сильноминерализованными. В Кувейте аллювиально-пролювиальные отложения слагают обширную гравийную равнину Эд-Дибдиба. Здесь в пониженных частях местных бассейнов стока — депрессиях Равдатайн и Умм-эль-Аиш Р. Бергстромом и Р. Атеном (Bergstrom, Aten, 1965) обнаружены мощные (до 33,5 м) линзы грунтовых вод с минерализацией 0,2—0,6 г/л, плавающие на соленой и солоноватой воде с минерализацией более 4 г/л. Глубина залегания воды 16,7—22,8 м в Умм-эль-Аиш, 22,8—45,7 м в Равдатайн и 27,4—66,4 м вдоль вади, расположенной к югу от последней. Водоносность пород неравномерная. Дебиты скважин, пройденных в Равдатайн до глубины 24,4—30,5 м и вскрывших песчаники и гравелиты, составляют 3,5—10,9 л/с. Дебиты скважин в Умм-эль-Аиш, встретивших алевриты и глинистые песчаники, значительно меньше (0,35—1,09 л/с). Минерализация воды 0,2—7 г/л, с глубиной она возрастает. Слабоминерализованные воды наблюдаются также вдоль осевых частей депрессий и днищ вадей. Воды с минерализацией менее 0,5 г/л гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные, 0,5—5 г/л сульфатные или хлоридно-сульфатные и 5—7 г/л и более хлоридные.

Воды эоловых песков широко развиты на огромных пространствах пустынь Руб-эль-Хали, Большой и Малый Нефуд, Эль-Джафур, Нефуд-Дахи. Водоносность этих образований крайне сложная и определяется как региональными, так и локальными факторами. В пустынях в пределах отдельных песчаных массивов часто формируются микробассейны грунтовых вод (подпесчаные линзы), обладающие специфическими гидродинамическими особенностями. На площади каждого микробассейна могут быть выделены зоны питания, транзита и разгрузки вод; в первых двух зонах воды обычно пресные или слабоминерализованные, в зоне разгрузки — сильноминерализованные. Восполняются ресурсы этих вод в результате инфильтрации осадков, выпадающих часто в виде кратковременных, но сильных ливней; процессов конденсации, имеющих значение для приморских песков, где отмечается зимой высокая влажность воздуха при значительных колебаниях его температуры, и главным образом за счет подтока воды со стороны окружающих песчаные массивы гор по многочисленным вадям. Подпитывание песков грунтовыми водами, фильтрующимися в аллювиально-пролювиальных отложениях, особенно четко прослеживается в восточной и юго-восточной частях пустыни Руб-эль-Хали. Глубина залегания воды в песках 0,5—70 м. Состав и минерализация воды пестрые. Наряду с пресными встречаются солоноватые и соленые воды. Колодцы с пресной водой расположены, как правило, в окружении барханных песков (Pollog, 1934). В песках оазиса Джива, как отмечает Тезпжер (Thesiger, 1950), колодцы с пресной водой приурочены к нижним третям склонов песчаных дюн, выше полосы финиковых пальм, в междюпных понижениях воды сильно минерализованы. Пресные или солоноватые воды могут быть обнаружены также по заметенным песками древним руслам вадей (Philby, 1933). На крайнем северо-

востоке Руб-эль-Хали распространены соленые и горько-соленые сульфатные и сульфатно-хлоридные воды.

Как видно из приведенного краткого описания водоносных комплексов Аравийского бассейна, он характеризуется рядом интересных особенностей в распределении и формировании ресурсов и химического состава подземных вод.

Главная внешняя область питания бассейна расположена на западе его, в пределах восточной части Арабо-Нубийского щита, где обнажаются интенсивно дислоцированные интрузивные и метаморфические породы докембрия. Основным источником пополнения ресурсов подземных вод являются осадки, выпадающие преимущественно во внешней области питания бассейна, а также влага, образующаяся здесь за счет конденсации паров воздуха. Роль внутренней области питания в пополнении ресурсов подземных вод, по-видимому, несущественна. Это объясняется, во-первых, малым количеством осадков и, во-вторых, высокой сухостью воздуха и большой испаряемостью. Процессы конденсации влаги из воздуха здесь также, очевидно, не столь активны, как во внешней области питания. Таким образом, по условиям питания описываемый бассейн, как и Месопотамский, с достаточным основанием может быть отнесен к бассейнам одностороннего питания.

Благодаря постепенному наклону фундамента бассейна к востоку и восток-северо-востоку и пологому моноклинальному залеганию покрывающих его осадочных пород во внешней области питания бассейна, где и породы фундамента, и краевые части стратифицированных комплексов чехла обнажаются и лишены водоупорной покрышки, широко распространены грунтовые воды. По мере погружения водоносных комплексов режим свободного грунтового потока постепенно сменяется напорным, причем величина напора по мере удаления от внешней области питания постепенно увеличивается, достигая максимального значения на побережье Персидского залива. Во многих пунктах бассейна пьезометрические уровни устанавливаются выше поверхности земли; наблюдаются также выходы мощных восходящих родников, приуроченные, по-видимому, к зонам тектонических нарушений.

Особенности питания подземных вод вместе с составом водовмещающих пород и другими природными факторами оказывают значительное влияние на формирование их химического состава, а также зональности последнего. Воды всех водоносных комплексов бассейна во внешней области питания до глубины 70—80 м, а местами и более в основном пресные гидрокарбонатные, по катионному составу смешанные. Лишь в случаях, когда в составе водовмещающих пород, обнажающихся в области питания, появляются соленосные или гипсоносные отложения, минерализация воды увеличивается, состав ее изменяется. Учитывая большие размеры внешней области питания, есть достаточное основание предполагать широкое распространение пресных, преимущественно грунтовых вод в западной части бассейна. Значительно сложнее формируется химический состав грунтовых вод в четвертичных отложениях. Большей частью эти воды пестрые по составу. Значительно распространены среди них солоноватые и соленые воды, наибольшая минерализация которых, вероятно, приурочена к побережью Персидского залива и бессточным впадинам. Пресные воды распространены в руслах вадей и небольших западинах, где они формируются за счет потерь поверхностного стока и концентрированного питания осадками во время ливней и местами образуют линзы пресных вод, плавающие на соленых. Размеры и мощность таких линз иногда значительны, и грунтовые воды их используются для водоснабжения. Подобные линзы, по-видимому, имеются

и в эоловых песках, широко распространенных главным образом в южной части бассейна.

От внешней области питания подземные воды бассейна движутся в направлении на восток и восток-северо-восток, минерализация их постепенно увеличивается и они становятся вначале солоноватыми, затем солеными и далее рассолами. Однако повышение минерализации воды по падению водоносных горизонтов в разрезе бассейна происходит неодинаково. В связи с наличием в составе мезозоя и кайнозоя соленосных и гипсоносных отложений минерализация воды в них увеличивается, очевидно, быстрее, чем в подстилающих породах фундамента и более метаморфизованных образованиях нижнего палеозоя. В результате воды верхних водоносных горизонтов бассейна более минерализованы, чем нижних. По-видимому, именно этим объясняется то, что воды палеозойских отложений, вскрытые на глубине более 1000 м под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, являются пресными или минерализованы до 1,3 г/л, в то время как минерализация напорных вод, формирующихся в вышележащих горизонтах мезозоя и кайнозоя, достигает нескольких граммов на литр.

Наиболее минерализованные воды, очевидно, формируются в нефтеносных структурах юры, мела, палеогена и неогена, развитых в прибрежных районах Персидского залива на площади Саудовской Аравии, п-ова Катар, о-ва Бахрейн, Кувейта, Нейтральной зоны. Выше отмечалось, что на крайнем северо-востоке бассейна вблизи Нейтральной зоны между Саудовской Аравией и Кувейтом минерализация подземных вод в нефтеносных структурах на глубине около 1000 м составляет 200 г/л. Эта зона высокоминерализованных вод закрытых нефтеносных структур является естественным продолжением аналогичной зоны подобных вод, подходящих со стороны Месопотамского бассейна, с которой она таким образом имеет самую тесную связь.

Почти вся территория бассейна относится к высокоаридным и аридным районам Азиатского материка, характеризующимся высокими и средними температурами воздуха и очень малым количеством осадков (на большей части менее 100 мм). Лишь в западной части, во внешней области питания бассейна выпадает от 100 до 750 мм осадков. Казалось бы, что при таком соотношении площадей с различным количеством осадков весь бассейн должен быть отнесен к категории бедных ресурсами подземных вод. Однако из приведенного выше материала следует, что в действительности положение несколько иное. Дебиты колодцев, пройденных в докембрийских образованиях во внешней области питания, колеблются от 0,3 до 3 л/с; дебиты скважин, встретивших воду в палеозойских отложениях на глубине 1100 м, достигают 31,6 л/с. Одна из скважин, вскрывшая воду триасовых отложений в районе г. Эр-Рияд, имела дебит 55 л/с. Дебиты водопунктов, питающихся водами нижне-среднеюрских известняков, достигают 9,2 л/с. Притоки воды в карстовые воронки, сформировавшиеся в верхнеюрско-меловых известняках, достигают 730 л/с. Дебиты родников, питающихся водами палеоцен-эоценовых образований Бахрейнских островов, колеблются от 5 до 400 л/с, суммарные достигают 1500 л/с. Высоководоносны и отложения миоцена. Дебиты родников и колодцев в оазисе Эль-Катиф 1—70 л/с, средний дебит одного артезианского колодца 227 л/с.

Эти данные показывают, что в глубоких горизонтах бассейна заключены, по-видимому, значительные ресурсы подземных вод, причем большая часть их относится к категории пресных и слабосолоноватых, пригодных для водоснабжения и орошения. Формирование этих вод всецело обусловливается особенностями питания бассейна, а распределение их в разрезе — его структурой.

Беднее ресурсами подземных вод, особенно пресных, четвертичные отложения которые питаются в основном за счет скудных атмосферных осадков.

Разгружаются глубокие водоносные горизонты преимущественно в восточной части бассейна, частично в Персидский залив, который является естественной дреной его, частично через зоны разломов, к которым здесь приурочены многочисленные выходы родников с высокими дебитами. Грунтовые воды разгружаются через многочисленные вади, а в местах близкого залегания к поверхности земли путем эвапотранспирации.

Бассейн характеризуется широким развитием термальных вод. Проявления последних на поверхности установлены на побережье Персидского залива и на Бахрейнских островах. Температура воды 23—30, иногда до 35—45° С. Эти воды вскрыты также рядом скважин. Так, скважины, пройденные на побережье Персидского залива (в Эль-Хаса), встретили воду с температурой до 40° С в миоценовых отложениях (Dieter, 1965). Температура воды палеогеновых отложений на о-ве Бахрейн на глубине до 100 м 27—30° С. Воды триасового комплекса, вскрытые в окрестностях г. Эр-Рияд на глубине 1100—1200 м, имеют температуру 52—53° С (Wolfart, 1965). В районе г. Бурайда воды, формирующиеся в палеозойских отложениях на глубине 380 м, нагреты до температуры 37,7° С (Thatcher, 1961). Из изложенного видно, что с увеличением глубины температура подземных вод возрастает. Наивысшую температуру эти воды имеют, по-видимому, в закрытых нефтеносных структурах мезозоя и кайнозоя восточной части бассейна, где она, возможно, превышает 100° С. Проявления термальных вод известны еще на площади лавового плато Неджд, где они выходят на кайнозойских платобазальтов, и в горах Шаммар, где приурочены к интрузивным и метаморфическим породам докембрия.

В связи с отсутствием на площади бассейна постоянной гидрографической сети с пресной водой водоснабжение населенных пунктов и орошение земель здесь основано исключительно на подземных водах, причем используются для этого не только пресные, но и солоноватые воды с минерализацией до 1,5—3 г/л. Особенно широко эксплуатируются воды аллювиально-пролювиальных отложений вадей Эр-Румма, Эд-Давасир и Эс-Сахба, воды эоловых песков пустыни Большой Нефуд и восточной части пустыни Руб-эль-Хали, воды палеозойского комплекса, а также воды, формирующиеся в карстовых пустотах и трещинах мезозойских, палеогеновых и неогеновых известняков и доломитов. Однако вследствие неравномерной водоносности пород и пестрого химического состава подземных вод водообеспеченность отдельных частей бассейна пресными или солоноватыми водами неодинакова. Наиболее обеспечена этими водами западная часть бассейна.

II. КРАСНОМОРСКО-АДЕНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район площадью 763 тыс. км² включает крайнюю западную и юго-западную части Аравийского полуострова и крайнюю восточную часть Африки, граничащие с Красным морем и Аденским заливом (см. рис. 1). Значительную площадь района занимают горы. На Аравийском полуострове вдоль побережья Красного моря и Аденского залива узкой полосой протягивается приморская равнина Тихама. Между восточной окраиной Абиссинского нагорья и невысокими возвышенностями Эритреи на Африканском континенте находится впадина Данакиль, самая низкая точка которой имеет отметку —116 м.

В геологическом строении района участвуют отложения протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также разновозрастные интрузивные образования.

В составе протерозоя установлены гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, кварциты, кристаллические сланцы, доломиты, известняки, метаэффузивы. Отложения палеозоя представлены песчаниками, сланцами, конгломератами, граувакками и красноцветами серии хаммамат, известняками, песками, мергелями. Мезозойские отложения сложены кварцитовыми песчаниками, сланцами, конгломератами, известняками, мергелями, глинами. Палеогеновые отложения образованы известняками, писчим мелом, мергелями, сланцами, песками, базальтами, глинами. Примерно такой же состав имеют и отложения неогена. На ряде участков, главным образом на юге района, распространены поля кайнозойских платобазальтов и андезито-базальтов, под которыми поднимаются конусы потухших вулканов. Четвертичные отложения представлены морскими и континентальными образованиями. В составе первых установлены пески, глины, галечники, песчаники, рифовые известняки, а в составе континентальных — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные песчано-гравийно-галечные и глинистые отложения, иногда с валунами, затем хемогенные осадки и эоловые пески, образующие на обширной площади барханы и барханные гряды высотой до нескольких десятков метров. Среди интрузивных пород отмечаются различные по составу ультраосновные, основные и кислые породы.

Район включает краевые части Африканской и Аравийской платформ, в пределах которых находятся восточный склон Африканского и западный склон Аравийского щитов, Йеменский внутриплатформенный прогиб, Аденское поднятие, Красноморский и Аденский грабены. Две последние структуры протягиваются с севера на юг более чем на 2000 км. Красноморский грабен имеет блоково-ступенчатое строение, наиболее опущенная часть его скрыта под водами Красного моря. Формирование грабена началось в неогене, продолжалось в раннечетвертичную эпоху и, по-видимому, происходит в современную, о чем свидетельствует высокая сейсмическая активность района. Осевая часть Аденского грабена располагается в пределах акватории Аденского залива. В районе впадины Данакиль Красноморский грабен, очевидно, сочленяется с Великим Африканским грабеном, образовавшимся в то же время. Впадина Данакиль представляет собой грабенообразную котловину, выполненную толщей мезозойских и кайнозойских отложений.

На площади описываемого района выделяются Красноморский, Аденский, Хадрамаутский и Данакильский артезианские бассейны.

Красноморский бассейн наиболее крупный из названных. Внешняя область его питания располагается в горах, обрамляющих с запада и востока Красное море, а внутренняя приурочена к равнинным площадям, прилегающим к морю. Внешняя область питания бассейна сложена главным образом метаморфическими и магматическими породами докембрия, меньше отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а внутренняя — отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Во внешней области питания развиты преимущественно грунтовые воды, формирующиеся в зоне экзогенной трещиноватости пород. Слабонапорные воды, встречающиеся значительно реже, наблюдаются обычно в зонах тектонических нарушений и контактов пород разного состава и возраста. Глубина залегания воды колеблется от 15 до 100 м на водоразделах и от первых метров до 10—20 м в понижениях рельефа и у подножий склонов гор. Обводненность пород слабая и неравномерная, дебиты родников не превышают 1 л/с. На участках развития закарстованных известняков мезозоя и кайнозоя они изменяются от единиц до 1000 л/с (верховья вадей Хариб и Дахаб, селения Джаз-Ба-Хва, Гель-Ба-Зази и Айюм). Заметно ниже дебиты родников, питающихся водами кайнозойских

эффузивов. Так, в вади Риджам и близ г. Саны известны родники с дебитами от сотых и десятых долей до 30 л/с (Kveton, 1957; Karrenberg, 1959). Скважины, пробуренные в известняках и эффузивах, чаще всего имеют дебиты 0,3—3 л/с. Минерализация воды до 1,5 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый. Минимальной минерализацией (0,2—0,4 г/л) характеризуются воды водораздельных участков.

Подземные воды внутренней области питания бассейна изучены лишь в крайних северной и южной ее частях. На остальной площади области данные о них отсутствуют.

В северной части бассейна в породах палеозойско-мезозойского водоносного комплекса вскрыты напорные воды. В районе городов Рас-Гариб и Рас-Бакр они залегают на глубине соответственно 424 и 795 м. Мощность толщи водосодержащих пород достигает 1670 м. Дебиты скважин около 2 л/с. Минерализация воды изменяется с глубиной от 4 до 383 г/л, состав хлоридный натриевый. Высококонцентрированные рассолы содержат бром (373—785,9 мг/л) и иод (10,1—14,2 мг/л) (Бишай, 1964).

В отложениях палеогена подземные воды в районе г. Рас-Бакр вскрыты на глубине 999—2310,5 м. Дебиты скважин не превышают 1,5 л/с, минерализация воды 42 г/л, состав хлоридный натриевый. В соленосных неогеновых отложениях формируются воды того же состава, но с минерализацией 73—288 г/л. В пределах нефтяного месторождения Рас-Гариб в водах этих отложений содержится бром (466,2—546,1 мг/л) и иод (3,4—4,9 мг/л).

Дебиты скважин, вскрывших воду в кайнозойских базальтах, до 11,4 л/с при минерализации 0,7—8,7 г/л.

В отложениях плиоцена на юге бассейна распространены в основном грунтовые воды, залегающие на глубине 5—30, иногда 100—200 м. Близ г. Ходейды в Йемене дебит скважины, встретившей воду в песчаниках на глубине 200 м, составил 8,7 л/с при понижении уровня на 15 м. Вода хлоридная натриевая с минерализацией 2,8 г/л. Учитывая большую мощность отложений и состав, можно предположить, что в разрезе их имеется несколько напорных водоносных горизонтов, содержащих соленые воды, а в самых нижних горизонтах, возможно, и рассолы хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава.

Подземные воды четвертичных отложений служат одним из основных источников водоснабжения. Воды морских отложений в западной и центральной частях пустыни Тихама формируются в разно- и мелкозернистых гравийно-галечных песках и рыхлых песчаниках, разделенных прослоями и линзами глин. Вода залегает на глубине 1—2 м вблизи береговой линии и до 20—50 м в удалении от нее. Падение зеркала грунтовых вод направлено от гор к морю и колеблется в пределах 0,01—0,001. Коэффициенты фильтрации песков и песчаников 2,9—51, в среднем 10—20 м/сут, водопроводимости в прибрежной части бассейна 700—1000 м²/сут, в окраинной 300—400 м²/сут. Дебиты скважин 3,4—26,3 л/с при понижениях уровней на 2—6 м. Минерализация воды в зоне, удаленной от береговой линии моря на 5 км и более, 1—3 г/л, состав пестрый. В прибрежной полосе шириной 3—5 км при том же составе минерализация воды превышает 3 г/л, в непосредственной близости к морю местами возрастает до 50—82 г/л. Аллювиальные отложения выполняют многочисленные вади. Водоносность их изучалась лишь на территории Йемена, где формирующиеся в них грунтовые воды залегают на глубине 20—25 м у подножий гор и 1—3 м на побережье Красного моря. Восполняются ресурсы этих вод помимо поступления воды со стороны внешней области питания и перетекания из нижележащих горизонтов также за счет потерь поверхностного стока.

Например, на одном из участков вади Сихам протяженностью 4 км грунтовые воды получают около 1 м³/с воды, теряющейся из русла вади.

Обводненность отложений неравномерная, но в целом высокая. Значительные ресурсы этих вод, по данным Твитчелла (Twitchell, 1944), формируются в вади Хамад, а также в вадях Южного Йемена. В вади Эс-Сейль последнего района дебиты скважин, вскрывших грунтовые воды, 5—22,2 л/с при понижении уровней на 1,5—8,9 м. Коэффициенты фильтрации песков 12,7—58,1 м/сут, водопроводимости 440—877 м²/сут. В верховьях вадей минерализация воды достигает 1 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. По выходе вадей из предгорий на равнину она возрастает до 2 г/л, состав воды становится хлоридно-сульфатным натриево-магниевым. Еще ниже по потоку, близ моря, минерализация воды увеличивается до 7,5 г/л, состав хлоридный натриевый. Температура воды 33—35,6° С.

В аллювиально-пролювиальных отложениях вода встречается на глубине 10—40 м, обводненность пород слабая; в районе г. Баджиль (Йемен) дебиты скважин 0,5—7,1 л/с при понижении уровней на 7,9—26,9 м. Коэффициенты фильтрации пород 0,01—3,5 м/сут, водопроводимости 17—23 м²/сут. Минерализация воды менее 1 г/л, на отдельных участках до 2 г/л. В Сапской впадине воды залегают на глубине 17—54, чаще 25—35 м. Дебиты колодцев достигают 5—10 л/с. Минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный.

Температура грунтовых вод в горных районах составляет 20—25° С, на равнине Тихама 30—40° С. Близ г. Ходейды в скважине, предположительно вскрывшей морские отложения на глубине 10 м, температура воды составила 37° С, 130 м — 41° С, 180 м — 43° С. Из этих данных следует, что на глубине 1800—2000 м здесь можно встретить воду с температурой около 100° С.

Данакильский, Хадрамаутский и Аденский бассейны практически не изучены. Есть основание полагать, что условия формирования и распространения подземных вод в них и в Красноморском бассейне во многом сходны. При благоприятных геолого-гидрогеологических условиях в отдельных частях этих бассейнов формируются значительные ресурсы подземных вод, пригодных для водоснабжения. Так, при общей невысокой обводненности кайнозойских эффузивов в г. Адене дебиты скважин, пробуренных в этих породах до глубины 40—60 м, достигли 15 л/с. Именно на использовании подземных вод эффузивов в г. Адене построен центральный водозабор.

Во внешних областях питания бассейнов, сложенных преимущественно магматическими и метаморфическими породами, развиты подземные воды с минерализацией 0,4—1,5 г/л (Бишай, 1965; Фатхи Эль-Кики, 1965). Во внутренних областях питания и накопления подземных вод, где в составе пород значительную роль играют соле- и гипсоносные породы, формируются соленые и горько-соленые хлоридные и сульфатные воды (район г. Мукалла в Аденском бассейне, внутренние части Данакильского и Хадрамаутского бассейнов).

Восполняются ресурсы подземных вод района за счет инфильтрации атмосферных осадков, потерь поверхностного стока и, возможно, конденсации влаги из воздуха. Региональными областями разгрузки являются Красное море и Аденский залив.

Заканчивая характеристику района, кратко остановимся на формировании подземных вод в осадках, выполняющих грабены этих двух морей. По данным А. Л. Яншина и др. («Тектоника Евразии», 1966), грабены образовались в палеогене и по аналогии с грабеном Суэцкого залива можно предполагать, что они выполнены мощной песчано-мергелисто-глинистой толщей палеогена —

неогена; миоценовые отложения со соленосны — с ангидритами, гипсами, пластами каменной соли. Многочисленные месторождения нефти и признаки нефтегазоносности, установленные в этих отложениях, позволяют утверждать наличие застойного режима подземных вод и затрудненных условий водообмена в глубоких горизонтах нефтеносных структур, а также наличие в последних высококонцентрированных термальных рассолов, разгружающихся субаквально по всем радиусам. Косвенным доказательством этого служат аномально высокие значения температур и солености придонных вод Красного моря. По данным американских и советских исследователей, в срединной долине последнего обнаружено несколько впадин, заполненных водами, химический состав и температура которых резко отличаются от состава и температуры вод Красного моря и которые близки к водам нефтяных месторождений. По О. А. Шпайхеру (1968), их минерализация достигает 280 г/л, состав хлоридный натриевый с высоким содержанием брома, температура на глубине от 2045 м и глубже 55,9° С.

В целом Красноморско-Аденский гидрогеологический район может быть отнесен к группе достаточно обеспеченных пресными и слабосолоноватыми подземными водами. Основные ресурсы сосредоточены в четвертичных и верхнеплиоценовых отложениях внутренних областей питания бассейнов.

На территории района известно несколько минеральных термальных источников, приуроченных к зонам разрывных нарушений, секущих интрузивные породы и кайнозойские эффузивы (сел. Сохна и район г. Дамар в Йемене). Выделяются хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 21 г/л, сероводородные с температурой 50° С и выше, а также углекислые.

III. ОМАНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район, или сложный артезианский бассейн площадью 297 тыс. км², располагается по обоим берегам Оманского залива, где занимает восточную часть Аравийского полуострова, частично Ирана и Пакистана (см. рис. 1).

Внешняя область питания бассейна на севере проходит по Макранскому хребту, а на Аравийском полуострове — по Оманской горной системе, включающей хребты Руус-Эль-Джибаль и Хаджар. Предгорные равнины Эш-Шаркия, Джаалал, Батина и др., спускающиеся от этих гор к заливу и прорезанные многочисленными сухими руслами, образуют внутреннюю область питания и накопления подземных вод его.

В геологическом строении внешней области питания бассейна участвуют отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Первые представлены известняками, доломитами и песчаниками. Триас, юра и нижний мел распространены в восточной части Макранских гор и в горах Западного и Восточного Хаджара. Среди них установлены известняки, мергели, доломиты, песчаники, сланцы, реже конгломераты, гравелиты, местами пласты и линзы гипса. Образования верхнего мела представлены офиолитовой формацией, состоящей из диабазов, спилитов, радиоляритов, кремнистых сланцев, известняков с прослоями сланцев и мергелей. Палеоген образован толщей (до 350 м и более), состоящей из чередующихся сланцев, песчаников, вулканических лав и туфов с прослоями известняков и мергелей, местами загипсованных. Перечисленные породы образуют сложную систему широтных и меридиональных складчатых зон, осложненных разрывными нарушениями.

Водоносны во внешней области питания разновозрастные известняки и доломиты, песчаники, алевролиты, вулканогенные породы и сланцы. Грунто-

вые и местами слабонапорные воды, формирующиеся главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, аккумулируются в трещинах коры выветривания пород, в контактовых зонах пород разного состава и в тектонических нарушениях. Глубина залегания грунтовых вод зависит от особенностей рельефа и колеблется в широких пределах. Так, в восточной части Макранских гор она составляет 20 м и более, а в Оманских горах иногда превышает 100 м. Грунтовые воды питают родники, выходящие в речных долинах и у подножий гор. Наиболее крупные из них приурочены к закарстованным известнякам, и вода их часто используется для водоснабжения (Thomas, 1932). К известнякам, слагающим внешнюю область питания в северо-восточной части бассейна, приурочены выходы родников с дебитами 10—200 л/с и выше (район городов Анджира, Хуздар, Пур-Гази). Значительно обводнены здесь также зоны разломов. Так, на северо-западных склонах хр. Брагуй, близ границы бассейна, но за его пределами, к зоне разлома в юрских известняках приурочены родники с дебитами до 320 л/с (Ullah, 1952). Дебиты колодцев, эксплуатирующих воду юрских и меловых сланцев и известняков, слагающих Макранские горы, 0,1—2,3, чаще 0,3—0,4 л/с (Kazmi, 1951). Пресные гидрокарбонатные кальциевые или натриевые воды развиты на высокогорных, наиболее увлажненных участках внешней области питания бассейна. В направлении к внутренней области питания минерализация воды увеличивается, она становится солоноватой, местами соленой и приобретает сульфатный или хлоридный натриевый состав.

Прибрежные равнины и межгорные впадины внутренней области питания сложены неогеновыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, галечниками, соленосными сланцами, глинами, известняками и мергелями, а также четвертичными песчано-гравийно-галечниковыми отложениями речных долин, грубообломочными аллювиально-пролювиальными накоплениями конусов выноса, делювиальными образованиями предгорных шлейфов и эоловыми песками.

Подземные воды неогена не изучены. Можно предполагать, что в этой толще имеется несколько напорных водоносных горизонтов, содержащих наряду с пресными солоноватые и соленые хлоридные натриевые воды, возможно, термальные.

В четвертичных отложениях Макранской впадины грунтовые воды вскрываются в русловом аллювии на глубине 4—20 м, в южной части бассейна 25—45 м и на равнине Батина 25—60 м. Глубина залегания воды уменьшается от предгорий к морскому побережью. Дебиты колодцев 0,1—3, чаще 0,2—0,3 л/с; скважин 0,6—60 л/с, средние около 10 л/с (Kazmi, 1951). Очевидно, такими же дебитами обладают колодцы и скважины, каптирующие воды четвертичных отложений Маскатской и Вахибской впадин. Значительные ресурсы подземных вод сосредоточены в аллювиально-пролювиальных накоплениях конусов выноса и делювиальных образованиях предгорных шлейфов. На севере бассейна эти воды добывают с помощью многочисленных кяризов с дебитами от десятых долей до сотен литров воды в секунду при средних значениях 10—20 л/с (Kazmi, 1951).

В предгорных частях равнин воды преимущественно пресные. В направлении к Оманскому заливу и Аравийскому морю минерализация их увеличивается. Так, пресные воды аллювиально-пролювиальных образований, окаймляющих с юго-запада равнину Батина, поступив в отложения, слагающие равнину, сначала становятся солоноватыми, а в прибрежной полосе шириной до 3 км солеными (Thomas, 1932). Солоноватые воды распространены также

в западной части песков Вахиба, где они залегают на глубине 25—45 м; однако в этих же песках встречаются и линзы пресных вод, залегающие на соленых.

Зоной разгрузки бассейна являются Оманский залив и Аравийское море. Часть подземных вод разгружается по зонам тектонических нарушений в виде постоянных восходящих родников, а часть (особенно на юге бассейна) путем испарения с поверхности подземных вод и транспирации.

Приведенные, хотя и очень скудные, данные позволяют сделать заключение, что наиболее благоприятными участками для получения пресных или слабосолоноватых подземных вод являются площади развития известняков, аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса, делювиальных шлейфов и руслового аллювия.

IV. ИНДСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН (АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН)

Этот район располагается на территории Пакистана, Индии, частично Афганистана и Китая и имеет площадь около 1300 тыс. км² (см. рис. 1). Он состоит из двух крупных орографических элементов — горных сооружений Афганского нагорья, Гиндукуша, Гималаев, Тибета, хр. Аравали, образующих внешнюю область питания, и Индской равнины, сформировавшейся на месте огромного тектонического прогиба и представляющей внутреннюю область его питания. Породы архея (дарварская и аравалийская системы) и протерозоя (делийская система, серии джалор и малани), слагающие фундамент Индостанской платформы, образованы гнейсами, кварцитами, риолитами, кварцевыми порфирами и их туфами, сланцами, аркозами, филлитами, мраморами, известняками, песчаниками, конгломератами и гравелитами. Местами они прорваны интрузиями от ультраосновного до кислого состава. Фундамент бассейна имеет блоковое строение, вследствие чего поверхность его неровная, в краевом прогибе она погружается на глубину до 6—9 км.

Предположительно рифейские или кембрийские отложения (виндийская система), распространенные западнее хр. Аравали, сложены песчаниками, сланцами, известняками, несогласно перекрывающими серию малани, и отделены от нее древней корой выветривания. Кембрийские отложения известны в Соляном хребте и Гималаях, где в их разрезах установлены мергели, гипс, доломиты, каменная соль, конгломераты, кварциты, сланцы и песчаники, иногда с прослоями соленосных глин. Отложения силура — в основном известняки, конгломераты и песчаники. Карбоновые и пермские образования (нижняя гондвана) состоят из конгломератов, песчаников, известняков, мергелей и сланцев, местами угленосных («Нефтегазоносные бассейны ...», 1965).

В разрезе триасовых отложений, исключительно полно представленных в Гималаях, в верховьях рек Сатледж и Ганг, установлены сланцы, известняки, глины и алевролиты. Юрские отложения отмечаются в Гималаях, на западе Соляного хребта, в Белуджистане, Раджастхане и на п-ове Кач. Они сложены известняками, сланцами, песчано-глинистыми образованиями. На п-ове Кач в нижней части их разреза залегают гипсоносные сланцы (серия катрол), а в верхней — песчаники, известняки, глины с железистыми стяжениями и сланцы. Отложения мела распространены в Гималаях, Белуджистане и других частях бассейна. Они представлены глинами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, известняками и сланцами. Конец мелового и начало палеогенового периодов характеризовались неоднократными и мощными изли-

явлениями базальтовых лав, занимающих на территории Индии огромную площадь. В пределах описываемого бассейна лавы сохранились лишь на п-ове Кач, где образуют толщу мощностью до 800 м. Кайнозойские отложения широко развиты в северной части района, встречаются в Предгималайском прогибе, в Белуджистане и в центральной части района.

В составе палеогеновых (олигоценовых) отложений наблюдаются песчаники, известняки, местами загипсованные сланцы и глины. На п-ове Кач Дж. Тейлор и Б. Патхак (Taylor, Pathak, 1960) к эоцену относят кору выветривания деканских траппов, сложенную железистыми и алюмо-железистыми латеритами мощностью до 9—10 м. Толща неогена мощностью до 3000 м представлена чередующимися песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами. Южнее Сиваликских гор в Пенджабе, где фундамент платформы опускается на глубину около 5 км, выделяется толща неразделенных палеогеновых отложений мощностью более 3000 м, состоящая из переслаивающихся песков, галечников, глин, песчаников, известняков, аргиллитов и сланцев. Заканчивается разрез осадочного чехла бассейна четвертичными отложениями, среди которых важнейшее значение имеют аллювиальные образования мощностью до 550—650 м.

Складчатые сооружения Гималаев, сформировавшиеся в эпоху альпийского тектогенеза, в наиболее высокоподнятой своей части (Большие Гималаи) представляют огромную зону надвигов и характеризуются интенсивной складчатостью пород. Очень широко распространены здесь гранитные интрузии, слагающие высокие вершины этих гор и образующие так называемую кристаллическую ось асимметричного Гималайского мегантиклинория («Тектоника Евразии», 1966). Многочисленные тектонические нарушения еще более осложняют строение этой части района. Характерным геолого-структурным элементом Гималаев и Белуджистана являются молодые межгорные впадины, заполненные кайнозойскими осадками (район городов Пешавар, Сринагар, Кабул, Сиби и др.).

Южнее Гималаев располагаются Предгималайский и Западно-Пакистанский краевые прогибы, сложенные главным образом кайнозойскими и значительно меньше более древними отложениями. В центральной части бассейна выделяется крупная отрицательная структура — синеклиза Тар с впадиной Кач на юге. Синеклиза отделяется от Аравалийского пояса, расположенного восточнее, крупным глубинным разломом северо-восточного простирания. Восточную часть бассейна образует склон Индостанской платформы.

Северная часть бассейна, представляющая собой колоссальную высокогорную область Гималаев и Каракорума, является одновременно и главной областью питания подземных вод бассейна. Здесь формируются такие крупные реки, как Инд и Сатледж, огромные массы пресных вод находятся в твердой фазе и в высших частях гор образуют мощные ледники и вечные снега, на некоторых участках породы, по-видимому, промерзлены. Хотя сведения о водоносности докембрийских и палеозойских пород, слагающих эту высокогорную область, отсутствуют, с достаточным основанием можно утверждать, что наиболее водоносны среди них закарстованные известняки и доломиты, а также зоны разрывных дислокаций, к которым приурочены мощные родники с пресной водой.

Подземные воды мезозойских отложений изучались главным образом в западной части внешней области питания бассейна. Более 900 родников с суммарным дебитом до 450 л/с выходят из триасовых отложений в Кветтском районе западнее Сулеймановых гор. Наиболее значительные родники приуро-

чены к зонам разрывных нарушений в песчаниках и сланцах. Х. Крукшанк (Crookshank, 1950) отмечает, что после землетрясения 1935 г. дебиты родников увеличились. Многочисленные родники, связанные с разрывными дислокациями в триасовых (?) и меловых сланцах, известняках и песчаниках, установлены в районе г. Лоралаи. В 7 км юго-западнее последнего находятся широко известные Патанкотские родники с дебитами 180 л/с, выходящие из известняков и сланцев в зоне разлома (Crookshank, 1950). Родники из триасовых отложений с дебитом около 85 л/с зафиксированы также близ г. Дуки.

А. Казми (Kazmi, 1951) указывает на большое число родников, связанных с юрскими и нижнемеловыми известняками, в районе городов Лоралаи, Кхарашанг, Бори, Рара, Шам, Хазара, Эхоб, Киласайфулла, Мина-Базар и др., часть которых имеет дебиты до 50 л/с. Скважинами подземные воды в этих отложениях встречены на глубине 5—45 м (Crookshank, 1950; Kazmi, 1951).

Дебиты скважин, каптирующих воды юрских известняков в городах Кветта и Ранибагх, 5—16 л/с, в Киласайфулла 4,2 л/с при глубине скважины 110 м и понижениях уровней 7,6—14,3 м, в Шинкам 6,2 л/с при глубине скважины 67,8 м и понижении уровней 26,7—30.6 м, близ ст. Колпур 6,7 л/с при глубине скважины 137,1 м. В долине р. Пингор, как отмечает Х. Крукшанк, притоки воды в скважины глубиной 90—105 м слабые. Воды пресные, хорошего качества. Водовмещающие породы палеоген-неогена того же района представлены известняками, песчаниками, сланцами и конгломератами, среди которых залегают горизонты и прослои водоупорных глин. Из этих пород выходят родники с дебитами от десятых долей до 60—80 л/с. Наиболее мощные родники приурочены к известнякам, зонам литологических контактов пород и разрывных дислокаций. Высокодебитные родники, связанные с известняками, установлены в районе городов Лоралаи, Киласайфулла, Пишин, Нушка, Хуздар, Калат, Сураб. Значительными дебитами (иногда несколько сот литров воды в секунду) обладают карызы, проходящие в контактовых зонах, разных по составу пород, и в песчано-галечниковых отложениях. Колодцы, приуроченные к последним, по-видимому, вследствие незначительного заглубления в водонасыщенную толщу отличаются невысокими притоками (Kazmi, 1951).

Воды палеогена — неогена на большей части Белуджистана пресные, пригодные для водоснабжения и орошения. В районе г. Калат после обильных дождей минерализация родниковой воды увеличивается, в районе г. Пат в этих отложениях нет пресной воды и, как показали исследования, ближайшие к поверхности солоноватые воды с глубиной становятся еще более высокоминерализованными.

Скважинами глубиной до 400 м во впадине близ г. Кизи установлено, что в первых 150 м разреза палеогена — неогена имеется восемь водоносных горизонтов мощностью 3—10 см, сложенных песчано-гравийно-галечниковыми образованиями (Pascoe, 1925; Kazmi, 1951). Уровни их располагаются на глубине 17—37 м. Напорные воды в отложениях неогена встречены также в городах Кветта, Сарапан, Киласайфулла, Мина-Базар и др. Дебиты скважин 0,6—62 л/с, средние около 12 л/с.

В северной части внешней области питания в четвертичных отложениях, выполняющих речные долины и узкие продольные межгорные впадины, до глубины 130 м вскрыто несколько водоносных горизонтов, дающих притоки воды в скважины от долей до 10 л/с (Heron, 1939; Taylor, 1959). В западной части внешней области питания в аллювиальных отложениях речных долин, сложенных песками с гравием и галькой, по данным А. Казми, вода залегает

на глубине от долей до 20 м. Дебиты колодцев 0,1—2,9 л/с, наиболее водоносна верхняя часть отложений (табл. 29).

Дебиты родников, выходящих из аллювиальных отложений, до 50—80 л/с, дебиты кяризов достигают 140 л/с. О высокой водоносности этих отложений в описываемом районе свидетельствуют также данные по Джалалабадскому оазису, расположенному в расширенной части долины р. Кабул, на правом ее берегу. Дебит четырех кяризов здесь 18—130 л/с, а суммарный достигает 242 л/с (Давыдов, 1967).

В Кашмире, по Д. Чатерджи (Chaterji, 1967), в бортовых частях долины р. Джелум выходят родники с общим дебитом 7,5 м³/с. Дебиты буровых колодцев глубиной до 150 м в этой долине до 25 л/с каждого.

По Дж. Тейлору (Teylor, 1959), минерализация воды в породах, слагающих внешнюю область питания, независимо от их возраста и состава, не превышает 0,5 г/л. Наименее минерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды распространены на самых возвышенных участках, по мере удаления от них минерализация воды увеличивается и состав ее изменяется.

Таблица 29

Вскрытая мощность водоносных отложений, м	Количество колодцев	Дебит, л/с
0—5	5	0,25—2,3
5—10	6	0,1—1,0
10—15	6	0,1—0,7
15—20	8	0,1—0,7

Таблица 30

Анионы	Содержание, мг/л			Контрастность содержаний
	наименьшее	наибольшее	среднее	
Cl^-	25	7150	1364	286
SO_4^{2-}	0	2360	350	> 2000
HCO_3^-	309	1214	641	3,9

Во внутренней области питания бассейна воды архейских образований изучались в районе г. Пали в Западном Раджастхане. Водовмещающими являются сланцы, филлиты, редко кварциты («Ground-water geology ...», 1955). Вода накапливается в трещинах пород, прослеженных до 75 м ниже поверхности земли. Глубина залегания ее от 3 до 18 м, изменяется по сезонам года. Дебиты колодцев 0,16—1,2, чаще 0,4—0,8 л/с. Состав воды пестрый, что достаточно хорошо видно из табл. 30.

В этом же районе изучались подземные воды протерозойских гранитов из серии джалор. Мощность зоны активной трещиноватости их чаще всего 12—18, редко до 25 м. Дж. Тейлор и др. («Ground-water geology ...», 1955) полагают, что на глубине 60 м трещиноватость в гранитах практически отсутствует. Вода вскрывается колодцами глубиной 7,5—22 м, уровень ее устанавливается на 6—21 м ниже поверхности земли, высота столба воды от долей до 6—7, чаще 1,5—3 м. Дебиты колодцев 0,16—1,05 л/с, наиболее распространенные 0,2—0,6 л/с. Сведения о химическом составе воды гранитов приведены в табл. 31.

Состав воды еще разнообразнее, чем в архейских сланцах, минерализация ее также выше.

Водовмещающие породы вулканогенных образований протерозоя, развитых в районе г. Пали, представлены порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Накопление и движение воды в этих породах происходит по трещинам напластования и отдельности, прослеженным до глубины 60 м, а также в зонах лито-

логических контактов пород. Дебиты колодцев не превышают 1,3 л/с, состав воды приведен в табл. 32 («Ground-water geology ...», 1955).

Разрез древних толщ в районе г. Пали завершается, по данным одних исследователей, рифейскими, а других — кембрийскими (виндхийскими) песчаниками, сланцами и известняками. Подземные воды песчаников и сланцев не изучены, а о известняках известно, что в них имеются трещины и карстовые полости, в которых аккумулируются значительные ресурсы подземных вод. Последние вскрыты колодцами на глубине 6—35 м, столб воды обычно составляет 0.2—0,4 м. Дебиты колодцев 0,26—1,5, чаще 0,4—0,8 л/с. Химический состав воды известняков, по тем же данным, приведен в табл. 33.

Таблица 31

Анионы	Содержание, мг/л			Контрастность содержаний
	наименьшее	наибольшее	среднее	
Cl^-	10	8784	1666	878
SO_4^{2-}	0	8200	721	> 8000
HCO_3^-	229	2704	628	12

Таблица 32

Анионы	Содержание, мг/л			Контрастность содержаний
	наименьшее	наибольшее	среднее	
Cl^-	171	2991	1106	17
SO_4^{2-}	0	2320	775	> 2000
HCO_3^-	297	3278	1071	11

Как видно из табл. 33, воды известняков отличаются более однородным составом, чем других докембрийских образований.

Сводные данные о дебитах скважин, каптирующих воды докембрийских образований в районе г. Пали, приведены в табл. 34.

Условный удельный дебит скважин (дебит, отнесенный к 1 м высоты столба воды), пройденных в тех же породах, приведен в табл. 35.

Из табл. 34 и 35 видно, что наиболее водоносны известняки, за которыми следуют сланцы и граниты.

Таблица 33

Анионы	Содержание, мг/л			Контрастность содержаний
	наименьшая	наибольшее	среднее	
Cl^-	340	2625	1077	8
SO_4^{2-}	40	620	234	15,5
HCO_3^-	332	550	442	1,7

Сведения о водоносности кембрийских, силурийских и девонских отложений, слагающих внутреннюю область питания бассейна, отсутствуют, а более молодых отложений, в частности каменноугольных и пермских, приводятся А. Коулсоном (Coulson, 1938). Последний указывает, что в средней части бассейна р. Куррам — правого притока р. Инд — эти отложения питают родники, воды которых широко используются для водоснабжения. Дебиты родников около 1 л/с. Конгломераты, песчаники и сланцы содержат пресную воду хорошего качества, в известняках вода солоноватая.

Подземные воды триасовых, юрских и нижнемеловых отложений изучались в Пенджабе, в районе г. Джайсалмер в Западном Раджастхане, на п-овах Катхиавар и Кач. М. Кришнан (Krishnan, 1963а) отмечает, что в верхней части бассейна р. Сатледж в горах Симла много родников, питающихся водами песчаников триаса. Дебиты некоторых из них высокие, и они используются для водоснабжения небольших городов. В частности, за счет этих родников с дебитами от 3,5 до 22—23 л/с основано частичное водоснабжение городов Санавар, Казаули и Солон. На отдельных участках значительные ресурсы подземных вод аккумулируются также в юрских песчаниках. Так, близ г. Джайсалмер сква-

жина глубиной 150 м давала 56 л/с при понижении уровня на 5,5 м (Chaterji, 1967). Однако в большинстве мест притоки воды к скважинам, каптирующим эти песчаники, значительно ниже. Тот же автор сообщает, что в Гуджарате в районе г. Залавад дебиты скважин глубиной 150—300 м в среднем 11 л/с при понижениях уровней на 15—46 м.

На п-овах Катхиавар и Кач отложения юры представлены известняками, на которых лежат серые и желтовато-серые гипсоносные сланцы с прослоями песчаников, а выше — толща меловых образований, состоящая из чередующихся песчаников и сланцев. Подземные воды на п-ове Катхиавар летом находятся на глубине более 9 м, в остальное время года 3—6 м. Скважины глубиной 9—120 м местами вскрывают напорные воды в песчаниках, уровни которых устанавливаются примерно на глубине 3 м (города Кхарагхода, Качолиа, Баджан и др.). Дебиты скважин 12,5—19 л/с, колодцев 0,1—2,3 л/с (Krishnan, 1953а, б). На п-ове Кач воды верхнеюрских — нижнемеловых песчаников эксплуатируются тысячами колодцев и скважин глубиной 90—100 м. Наиболее обводнены крупнозернистые нижнемеловые песчаники. Дебиты скважин 22—45 л/с, с глубиной уменьшаются. В районе городов Кандиа и Гандхидхам дебиты скважин, каптирующих воду тех же песчаников, при небольшом понижении составляют 37,5—45 л/с (Pathak, 1956). В районе Анджар — Кхедои из 606 колодцев отбирается на орошение 423 л/с воды, т. е. в среднем дебит одного колодца равен 0,7 л/с (Krishnan, 1954а, б). Таким образом, дебиты и колодцев, и скважин, вскрывших воды нижнемеловых отложений на юге бассейна, высокие.

Таблица 34

Дебит, л/с	Сланцы кристаллические		Граниты		Известняки	
	количество скважин	%	количество скважин	%	количество скважин	%
До 0,2	1	4	2	12,5	—	—
0,2—0,4	4	14	6	37	2	12,5
0,4—0,6	13	46	4	25	6	37
0,6—0,8	8	29	3	19	4	25
0,8—1,0	—	—	—	—	2	12,5
1,0—1,2	2	7	1	6,5	1	6,5
1,2—1,4	—	—	—	—	—	—
1,4—1,6	—	—	—	—	—	6,5

Таблица 35

Условный удельный дебит, л/с	Сланцы кристаллические		Граниты		Известняки	
	количество скважин	%	количество скважин	%	количество скважин	%
0,01—0,05	—	—	1	6	—	—
0,05—0,1	3	10	2	12	—	—
0,1—0,5	16	55	10	63	3	19
0,5—1,0	5	17,5	3	19	3	19
1—5	5	17,5	—	—	7	43
5—10	—	—	—	—	3	19

В связи с наличием в разрезе юры гипсоносных отложений воды их характеризуются высокой минерализацией. Наиболее минерализованные воды встречены в г. Рахим-ки-Базар, расположенном в 60 км северо-восточнее залива Кори, омывающего с запада п-ов Кач, на севере Большого Качского Ранна. Здесь скважина глубиной 114,6 м вскрыла в загипсованных известняках

воду с минерализацией около 300 г/л (Pascoe, 1928). В песчаниках и сланцах, перекрывающих юрские известняки, отмечаются пресные и солоноватые воды. Дж. Тейлор и Б. Патхак (Taylor, Pathak, 1960) указывают, что минерализация воды на полуострове увеличивается в восточном направлении. По данным М. Кришнана (Krishnan, 1954б), в районе городов Кхарма и Бхадрой и дер. Дудхаи в нижнемеловых песчаниках вода хорошего качества прослеживается до глубины 100—120 м, ниже она осолоняется. В городах Вири, Кхарагхода, Качолиа и др. солоноватые воды, непригодные для питья, фиксируются прямо с поверхности зеркала подземных вод.

Данные о подземных водах верхнемеловых — палеогеновых траппов, слагающих среднюю часть п-ова Катхиавар, весьма скудны. Дебиты скважин, расположенных в долинах небольших речек, дренирующих эти породы, около 0,5 л/с. Дж. Тейлор и Б. Патхак, подчеркивая слабую водоносность этих пород, вместе с тем отмечают хорошее качество воды, которая лишь вблизи побережья становится солоноватой.

Таблица 36

Глубина, м	Дебит		Минерализация воды, г/л
	м³/сут	л/сут	
1873—1875	50	0,50	—
1895—1926	22	0,25	0,47
1970—2004	10	0,12	0,61
2066—2077	3	0,035	0,81
2119—2129	3	0,035	0,65
2124—2144	Слабый	—	0,83
2154—2180	1,8	0,009	0,73
2170—2186	1,2—1,5	0,015	—
2175—2183	20	0,23	0,59

Воды палеоген-неогеновых отложений широко распространены во внутренней области питания бассейна, но изучены лишь в нескольких районах. На п-овах Катхиавар и Кач водоносные породы представлены латеритами, сформировавшимися на траппах, песками, песчаниками, алевритами и конгломератами, а чередующиеся с ними водоупорные — глинами.

Латериты слабоводоносны и большей частью содержат солоноватую или соленую воду. Воды глубоких горизонтов палеогена вскрыты скважинами на нефть в нескольких пунктах Камбейского района. В Навагамской антиклинали исследованы воды, содержащиеся в пластах алеврита на глубине 1873—2186 м (табл. 36).

Водоносность отложений палеогена слабая, но минерализация воды, несмотря на большую глубину нахождения опробованных интервалов, невысокая. Подобные воды, кроме района г. Навагам, примерно на таких же глубинах встречены в алевритах палеогена близ городов Калол и Вавель, севернее г. Ахмадабада.

В городах Уду, Кхарагход, Султанпур, Деган, Сананд, Ахмадабад, Надиад в отложениях палеогена — неогена примерно до глубины 350—400 м установлены три напорных горизонта. По Б. Дешпанде (Deshpande, 1954), наиболее часто первый водоносный горизонт вскрывается на глубине 90—150 м, второй — 180—245 м и третий — 275—365 м. Уровень воды нередко устанавливается выше поверхности земли на 1,5—7,5 м, дебиты скважин при изливе воды 1—30, чаще 10—20 л/с. Дж. Тейлор (Taylor, 1959) отмечает, что в направлении на север водоносность палеоген-неогеновых песчаников и конгломератов ухудшается, а дебиты скважин, например в районе г. Биканер, где вода встречается на глубине 100—140 м, составляют 1,8—19 л/с. Из приведенных данных видно, что палеоген-неогеновые отложения п-овов Катхиавар и Кач высоководоносны. Однако воды их чаще всего солоноватые или соленые. Дешпанде указывает, в частности, что глубокие воды этих отложений для питья почти не используются. По Тейлору, минерализация их 1—2,5 г/л.

Подземные воды описываемых отложений вскрыты еще по впадине Сибу на западе бассейна, где их мощность достигает 7 км. Наиболее водоносны среди них известняки.

Четвертичные отложения образуют основной водоносный комплекс бассейна. Значительные ресурсы подземных вод скапливаются здесь главным образом в аллювиально-пролювиальных и делювиальных образованиях, слагающих обширные предгорные равнины, и аллювиальных отложениях речных долин.

В названных отложениях предгорной равнины Гималаев, имеющей ширину до 10 км, установлено несколько водоносных горизонтов, содержащих значительные ресурсы подземных вод хорошего качества. Водовмещающие породы этих отложений, слагающих огромную территорию Пятиречья, расположенную юго-западнее указанной равнины, состоят из песков, среди которых залегают пачки водоупорных глин общей мощностью 150—610 м. Данные о фильтрационных свойствах песков, по К. Ахмаду (1959), приведены в табл. 37.

Таблица 37

Гранулометрический состав песков	Коэффициент фильтрации, м/сут		
	наименьший	наибольший	средний
Крупнозернистые	7,9	39,5	18,9
Среднезернистые	2,6	23,7	10,8
Мелкозернистые	0,0	6,6	3,4

Д. Гордон и др. («Analysis...», 1967) изучили горизонтальную и вертикальную скорости фильтрации воды в современных аллювиальных отложениях Пятиречья. По данным этих авторов, их соотношение изменяется от 3,3 : 1 до 195 : 1, чаще 76 : 1.

Изучение режима аллювиальных вод, проводившееся с 1910 по 1960 г., показало, что уровень их на некоторых участках поднялся более чем на 20 м. При этом, если в междуречьях Речна, Чадж и Бари к 1930 г. он в основном достиг наивысших отметок и в дальнейшем изменялся мало, то в отдельных пунктах междуречья Тхал заметный подъем уровня воды продолжался и после 1960 г. Изменение положения зеркала грунтовых вод на площади Пятиречья за полувековой период наблюдений иллюстрирует схематический профиль (рис. 32), из которого видно, что до 1920 г. гунтовые воды питались главным образом водами поверхностных водотоков. В настоящее время соотношение между этими водами стало обратным — речные воды получают питание со стороны грунтовых (Greenman e. a., 1967). Приближение уровня последних к поверхности земли произошло в результате инфильтрации воды из широко развитой здесь сети оросительных каналов. Уровень грунтовых вод испытывает также сезонные колебания: наиболее низкое стояние его отмечается в июне, самое высокое — в октябре, что хорошо увязывается с годовым режимом выпадения осадков. Однако помимо сезонных колебаний уровень грунтовых вод испытывает также многолетние изменения в зависимости от такого же режима выпадения осадков.

До глубины 100 м в четвертичных отложениях Пятиречья выявлено два водоносных горизонта, сложенных песками и разделенных глинами. Верхний горизонт свободный, нижний обладает незначительным напором. Водоносность их различна. Удельные дебиты скважин, пройденных в верхнем горизонте, 3—6 л/с, а в нижнем чаще всего 1,5—3 л/с. Максимальные абсолютные значения дебитов скважин достигают 56—110 л/с и указывают на весьма высокую водоносность пород района.

Химический состав воды пестрый (табл. 38). Наряду с пресными гидрокарбонатными кальциевыми или натриевыми водами здесь распространены солоноватые сульфатные и соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 9 г/л и более.

В изменении минерализации и состава грунтовых вод установлена горизонтальная (рис. 33) и вертикальная зональность (Greenman e. a., 1967). Горизонтальная зональность выражается в увеличении минерализации воды от речных русел по направлению к междуречным пространствам. Диапазон этого изменения достаточно велик (0,5—20 г/л). В речных долинах пресные воды образуют протягивающиеся параллельно руслам зоны шириной 20—30,

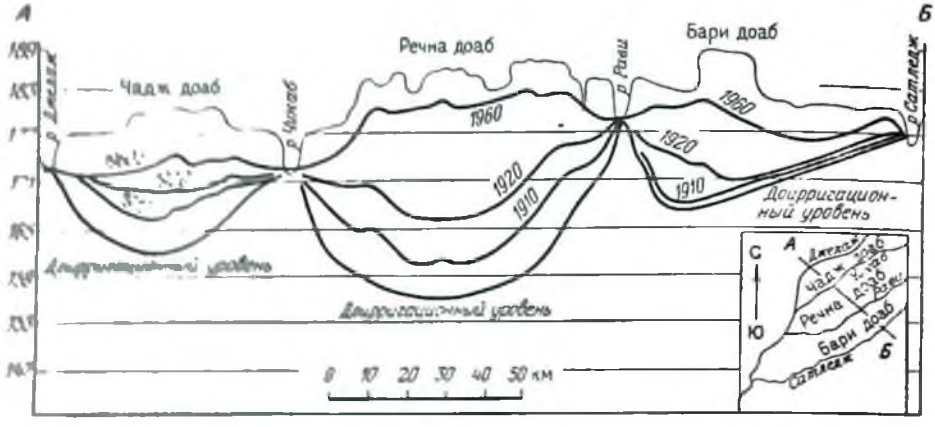


Рис. 32. Изменение уровня грунтовых вод аллювиальных отложений на междуречьях Пенджаба (Greeman, e. a., 1967)

иногда 50 км и более. Вертикальная зональность в изменении химического состава воды заключается в увеличении ее минерализации с глубиной с одновременным изменением состава воды. Как видно из табл. 38, в интервале 30—190 м первая изменяется от долей до 7—9 г/л. Однако от этой закономерности имеются отклонения (скв. 101, 57). Мощность зоны пресных вод на площади Пятиречья также неодинакова и изменяется в довольно значительных пределах, а на некоторых участках она, видимо, отсутствует.

Северо-западнее Пятиречья в районе городов Исахейль, Миянвали и др. водоносность четвертичных отложений, представленных той же толщей чередующихся песков и глин, изучена до глубины 200 м. Мощность водовмещающих песков 10—30 м, разделяющих их глин 1—3 м, редко более. Глубина залегания воды в среднем 9 м. Скважинами здесь вскрывается несколько водоносных горизонтов, уровни некоторых из них поднимаются выше поверхности земли. Дебиты скважин при свободном изливе воды 0.25—10 л/с. А. Коулсон (Coulson, 1938) отмечает, что в отдельных скважинах в верхней части аллювиальных отложений формируются солоноватые воды, а ниже располагаются пресные (табл. 39).

Мощность зоны солоноватых и соленых вод изменяется от 55—60 до более чем 130 м. Учитывая аридность климата, можно предположить, что формирование этих вод обусловлено процессами испарительной концентрации. По мере

приближения к внешней области питания бассейна мощность их уменьшается и, например, в г. Калуанвал, расположенном западнее г. Исахель, высокоминерализованные воды сменяются пресными уже на глубине 29 м. А. Коулсон считает, что на севере пустыни Тхал пресные воды будут встречены на глубине около 150 м.

Южнее Пятиречья воды четвертичных отложений изучались в районе городов

Таблица 38

Междуречье	№ скважины	Глубина опробования, м	Минерализация, г/л
Бари	101	32,4	2,80
		52,2	3,51
		91,8	1,12
		143,4	3,27
	106	32,4	1,35
		72,0	2,19
		98,8	3,25
	107	32,4	0,97
		65,4	1,75
		98,8	3,60
		131,4	8,50
	111	39,0	2,24
		65,4	3,27
		98,4	9,10
		136,8	9,11
	112	32,4	0,32
		52,2	0,418
		78,6	3,77
		105,0	3,835
		138,0	7,05
Чадж	57	30,0	0,84
		49,0	2,21
		81,0	0,705
		138,0	1,50
		194,4	7,35

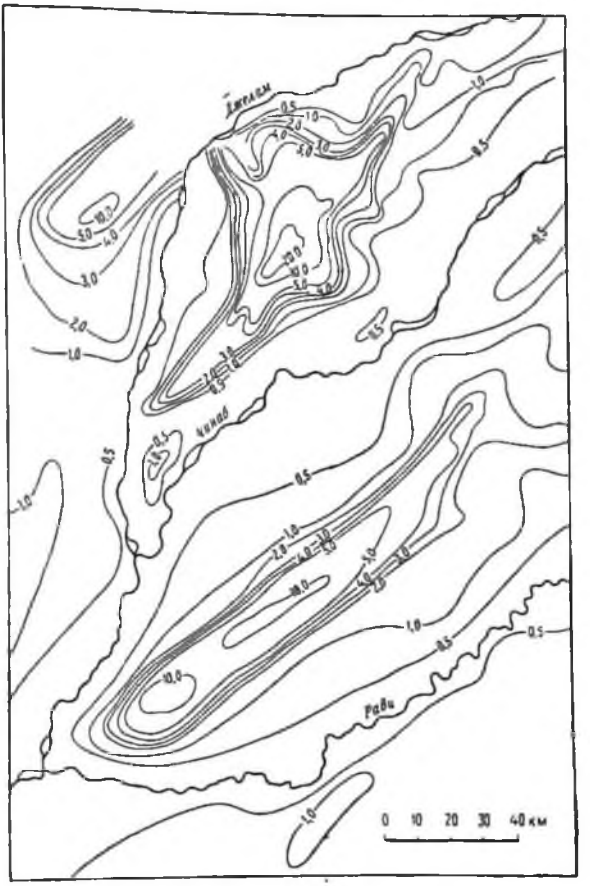


Рис. 33. Минерализация (г/л) грунтовых вод аллювиальных отложений междуречий Джелам, Чинаб, Рави в Пенджабе (Greenman e. a., 1967)

Пали и Джодхпур. Главное значение в скоплении значительных ресурсов подземных вод принадлежит здесь древнеаллювиальным песчано-гравийно-галечниковым образованиям мощностью до 40—45 м. Глубина залегания воды увеличивается к отрогам хр. Аравали. В колодцах уровень ее располагается на глубине 4—22, но чаще 12 м. Дебиты 0,2—1,6, в среднем 0,7 л/с. Химический состав воды пестрый, а в изменении минерализации ее по глубине наблюдаются те же закономерности, что и на площади Пятиречья (табл. 40).

Из табл. 40 видно, что содержание хлор- и сульфат-ионов с глубиной закономерно уменьшается, а гидрокарбонат-иона возрастает. Характер этого изменения позволяет предполагать, что на глубине 40—50 м, возможно, уже будут встречены пресные гидрокарбонатные воды. В некоторых пунктах цен-

тральной части внутренней области питания бассейна в аллювиальных отложениях наряду с пресными гидрокарбонатными распространены слабосолоноватые хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые, сульфатно-хлоридные натриевые и другие (табл. 41) типы вод (Auden, 1950).

В южной части внутренней области питания бассейна воды четвертичных отложений изучались в районе Камбейского залива и на п-овах Катхиавар и Кач. Водоносные отложения, как и в других районах, представлены здесь песчано-гравийно-галечниковыми образованиями, разделенными на несколько горизонтов прослоями глин. Вода залегает на глубине до 12—15 м, чаще ближе. Изменение уровня зависит от режима выпадения атмосферных осадков. Минимальная глубина залегания грунтовых вод наблюдается в августе — сентябре, спустя 1—1,5 месяца после выпадения обильных дождей. Наибольшая глубина залегания отмечается в конце сухого сезона в июне — июле. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 2,5—3 м. Дебиты скважин близ г. Надиад 0,4—12,1 л/с, в среднем 4,8 л/с; в районе г. Ахмадабад дебиты скважин, вскрывших воды руслового аллювия р. Сабармати, 0,001—0,15 л/с, наиболее распространенные 0,02—0,04 л/с (Deshpande, 1954). Слабая водоносность аллювия объясняется мелкозернистым составом песков верхней части разреза. Более глубокие части его, представленные грубыми песками, высоководоносны. Дебиты скважин, капти-рующих воду этих песков, 2,2—2,4 л/с при понижении уровней на 4,5—3,2 м.

Таблица 39

Город	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л	Содержание, мг/л			
			Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
Исахейль	80,5	4,28	300	538	888	2750
	99,5	3,38	405	437	620	2304
	107,5	1,95	186	403	368	1170
	126,1	1,35	—	—	—	825
	129,5	1,26	81	336	330	600
	7,6	5,20	—	—	—	2904
	29,0	5,54	—	—	—	3300
	46,0	4,33	—	—	—	825
	77,5	2,37	—	—	—	478
Масит	3,6	8,80	—	1400	2128	5295
	18,0	9,27	—	588	2374	6250
	34,5	2,20	—	185	455	1445
	54,0	2,50	—	277	470	7580
	86,0	0,49	—	286	51	135
	92,0	0,74	81	353	59	333
	100,0	0,55	65	286	90	176

В описываемом районе в составе подземных вод четвертичных отложений наряду с пресными установлены слабосолоноватые, соленые воды и рассолы

Таблица 40

Глубина залегания воды, м	Средняя минерализация, г/л	Среднее содержание					
		HCO_3^-		SO_4^{2-}		Cl^-	
		мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв	мг/л	мг-экв
До 5	6,2	410	6,72	780	16,24	3500	98,70
5—7	4,3	490	8,03	620	12,91	2100	59,20
7—10	3,1	530	8,69	440	9,16	1410	39,80
10—13	2,7	530	8,69	285	5,93	1250	35,30
13—16	2,3	640	10,49	180	3,75	850	23,97
16—20	1,7	630	10,33	160	3,33	600	16,92
Более 20	1,7	800	13,11	150	3,12	380	10,72

Таблица 41

Город	Минерализация, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Формула химического состава
		$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
Ратангарх	0,83	161 7,0 52	56 2,8 21	45 3,7 27	337 9,5 70	59 1,2 9	171 2,8 21	$\frac{Cl70HCO_321}{(Na+K)52Mg27Ca21}$
»	1,67	435 18,9 73	51 2,5 9	53 4,4 18	371 10,5 41	607 12,6 49	167 2,7 10	$\frac{SO_449Cl41HCO_310}{(Na+K)73Mg18}$
Сурпура	1,83	395 17,2 56	156 7,8 26	73 6,0 18	871 24,6 79	221 4,6 15	111 1,8 6	$\frac{Cl79SO_415}{(Na+K)56Ca26Mg18}$
Чуру	1,90	534 23,2 80	30 1,5 5	50 4,1 15	503 14,2 49	383 8,0 28	403 6,6 23	$\frac{Cl49SO_428HCO_323}{(Na+K)80Mg15}$
»	2,48	693 30,1 78	35 1,7 4	85 6,7 18	746 21,0 55	522 10,9 28	403 6,6 17	$\frac{Cl55SO_428HCO_317}{(Na+K)78Mg18}$
Бикапер	1,99	483 21,0 65	132 6,6 20	59 4,8 15	731 20,6 64	414 8,6 27	184 3,0 9	$\frac{Cl64SO_427}{(Na+K)65Ca20Mg15}$

с минерализацией более 300 г/л (табл. 42). Столь пестрый состав этих вод здесь формируется, по-видимому, под влиянием моря и ветра, заносящего далеко в глубь материка морские соли, процессов испарительной концентрации и обменных реакций между водой и породами. Формирование соленых вод, вскрытых близ дер. Рахим-ки-Базар на п-ове Кач, минерализация которых закономерно увеличивается с глубиной (Pascoe, 1928), возможно, связано с засоленностью пород или с наличием соленосных отложений в подстилающем четвертичные образования неогене.

Таблица 42

Дата опробования	Глубина отбора пробы, м	Сухой остаток, г/л	Содержание, мг/л			
			$Na^+ + K^+$	Cl^-	SO_4^{2-}	Fe
2/I 1927 г.	16,7	42,8	16 700	10 800	Много	Следы
6/I 1927 г.	33,1	73,1	31 950	20 700	»	»
16/I 1927 г.	63,2	307,3	140 370	90 700	»	»

На площади бассейна известно около 60 минеральных источников, большинство которых находится во внешней области питания. Отдельные проявления минеральных вод наблюдаются также во внутренней области питания на побережье Аравийского моря западнее г. Карачи, на п-овах Катхиавар и Кач и в центральной части бассейна.

В основном это термальные источники, большей частью связанные с зонами тектонических нарушений и имеющие температуру воды 20—95° С. По минерализации выделяются источники с пресной, солоноватой, соленой и горько-соленой водой, а по газовому составу углекислые, сероводородные и радоновые.

Территория бассейна неоднородна по степени относительной водообеспеченности. Северная и западная его части богаты пресными подземными водами, а центральные, южные и восточные испытывают сильный недостаток в них. Наиболее значительные ресурсы неглубоко залегающих пресных вод хорошего или удовлетворительного качества формируются в аллювиальных отложениях, в отложениях конусов выноса и предгорных шлейфов. В западной части бассейна, кроме того, важная роль в скоплении подобных вод принадлежит меловым и палеогеновым отложениям. Подземные воды добывают чаще всего с помощью колодцев, а на западе и севере бассейна — кяризов, реже скважин и так называемых трубчатых колодцев, представляющих собой комбинацию скважины и колодца.

Водоснабжение было и остается одной из главных проблем в жизни Пакистана и Индии. Как отмечает К. Ахмад (Aḥmad, 1956), почти на 40% территории Пакистана организация водоснабжения не отвечает современным требованиям. И тем не менее, судя по имеющимся материалам, изучению подземных вод не уделяется должного внимания. На это указывают, например, катастрофическое засоление грунтовых вод в районах наиболее крупных оросительных систем (Пенджаб), слабая техническая оснащенность действующих водозаборов и часто неудовлетворительное их состояние, загрязнение подземных вод отходами промышленных предприятий. Так, Н. Йенгар (Iyengar, 1940), исследуя в районе г. Ахмадабад влияние отходов текстильных фабрик на качество подземных вод аллювия, установил, что ни в одной из 34 скважин в черте города вода для питья непригодна, а в других отчетливо сказывается загрязнение воды. Если в городских скважинах минерализация воды 1,5—7 г/л, то в скважинах, удаленных от очагов сброса на 13 км, она изменяется от 0,9 до 1,1 г/л. Кроме того, в водах городских скважин отмечены высокие содержания кремния, железа, алюминия, азотных соединений, хлоридов и специфических органических соединений. Планом развития водных ресурсов в Пакистане к 1975 г. предусматривается пробурить 34 тыс. скважин на воду, из них 29 тыс. для ирригации.

V. ГАНГСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН (АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН)

Район имеет площадь 1,86 млн. км², включающую большую часть территории Индии, Бангладеш, Непал, Бутан, Сикким, частично Западного Китая и Бирмы (см. рис. 1).

По строению рельефа он разделяется на горную северную часть, равнинную центральную, низменную южную и низкогорные западную и юго-западную. Северная часть района, представленная Тибетскими и Гималайскими горами, является самой высокой. Здесь берут начало р. Ганг и ее многочисленные левые притоки, самым крупным среди которых является р. Брахмапутра. Между горными сооружениями Гималаев на севере и Индостанским плато на юге находится Гангская аккумулятивная равнина, протянувшаяся в юго-восточном направлении почти на 1500 км. В низменной части бассейна располагается дельта Ганга, которая начинает формироваться за 500 км до впадения реки в море. Прибрежная часть низменности изрезана множеством рек, круп-

нейшие из которых имеют характер эстуариев и со стороны моря обычно закрыты песчаными барами. На юге равнина ограничивается невысокими горами Виндхья. В них формируются многочисленные истоки одной из крупных рек бассейна — Чамбал — правового притока р. Джамна. Юго-западным обрамлением бассейна служит хр. Аравали. На востоке внешнее ограничение бассейна представлено горами Мишми, Микир, Гара-Кхаси-Джайнтия, Бараил, Лушаи и др. В пределах Гангского бассейна выделяются области складчатых сооружений Гималаев, Предгималайского и Предараканского краевых прогибов и Индостанского щита.

Как уже отмечалось при описании Индского бассейна, складчатые структуры Гималаев образуют сложный асимметрично построенный мегантиклинорий, в центральной части которого располагается так называемая кристаллическая ось, состоящая из большого числа гранитных интрузий. Широко развиты в нем структурные комплексы выступов основания, представляющие собой остатки древней платформы. В строении их участвуют гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, песчаники, конгломераты, доломиты, известняки, мраморы, амфиболиты и другие породы докембрия и палеозоя. Формирование геосинклинального комплекса началось в триасе и закончилось в палеогене — неогене. В ранних альпийских прогибах Гималаев (триас — средняя юра) накапливались известняково-доломитовые и карбонатно-глинистые толщи умеренной мощности с редкими эффузивами и незначительным количеством грубообломочного материала. Одновременно в северо-восточной части бассейна образовались глубокие прогибы, выполненные мощными песчано-глинистыми толщами. К началу мела относится развитие поздних альпийских прогибов, наложенных на палеозойские и раннеальпийские. Отложения их представлены флишем с покровами андезитов, базальтов и их туфов. Флишевая формация прорвана секущими телами основных и ультраосновных пород. В заключительный (орогенный) этап развития Гималаев (верхний палеоген — четвертичное время) происходит накопление молассового комплекса, выполняющего Предгималайский прогиб и внутренние межгорные впадины. С этим этапом связано внедрение интрузий гранитоидов, поднятие Гималаев и образование многочисленных покровных структур на южном крыле мегантиклинория. Формирование Предгималайского прогиба завершилось к началу четвертичного периода. Прогиб имеет асимметричное строение. Вдоль северного борта фундамент его погружен на 6—9 км. Пологий южный борт прогиба образован склоном Индостанской платформы.

В пределах Бенгальской впадины, являющейся восточным продолжением бассейна, выделяется западный платформенный склон с региональным наклоном слоев в восточном направлении, осложненный ступенчатыми сбросами, и узкий Предараканский прогиб, сложенный в основном неогеновыми отложениями, дислоцированными в складки меридионального простирания. Впадина выполнена толщей палеоген-неогеновых и четвертичных отложений мощностью до 12 км, представленных песчаниками, конгломератами, глинами, известняками, песками и гравийно-галечниковыми образованиями. В восточной части бассейна выделяется еще небольшая Ассамская впадина, на севере ограниченная Гималайскими складчатыми сооружениями, а на юго-востоке — антиклинорием Нага. От Бенгальской впадины она отделена горами Гара-Кхаси-Джайнтия. Разрез палеоген-неогеновой толщи, выполняющей впадину, состоит из глин, углей, сланцев, песчаников и конгломератов и имеет мощность до 12 км, в котором 1,5 км занимают четвертичные отложения. Западная и южная части бассейна представляют сравнительно пологий склон Индостанской

платформы. В геологическом строении его участвуют вулканогенно-осадочные образования архея (дарварская система), в составе которых установлены кристаллические сланцы, кварциты, конгломераты, филлиты, мраморы и гнейсы, сильнодислоцированные и местами прорванные одновозрастными интрузивными породами разного состава. Дарварский комплекс перекрывается резко несогласно отложениями протерозоя, сложенными конгломератами, кварцитами, сланцами, известняками. Выше также несогласно располагаются широко распространенные предположительно рифейские образования (виндхийская система). Они состоят из чередующихся пестроцветных сланцев, косослоистых песчаников, конгломератов, известняков. Более молодые отложения карбона—нижнего мела (гондванская система) распространены лишь в верховьях р. Сон, где в составе их отмечаются песчаники, угли, сланцеватые глины, реже известняки.

В южной части бассейна широко распространены траппы верхнего мела — палеогена, представленные потоками долеритовых и базальтовых лав мощностью от нескольких до 40 м, отделенных друг от друга слоями туфов и осадочных озерных отложений («Тектоника Евразии», 1966; «Нефтегазоносные бассейны ...», 1965).

Внешней областью питания бассейна служат обрамляющие его горы. Однако роль их в восполнении ресурсов подземных вод неодинакова. Наибольшее значение, видимо, имеют горы северного, южного и восточного обрамления, характеризующиеся обильными атмосферными осадками. Роль хр. Аравали, ограничивающего бассейн с запада в связи с малым количеством осадков, выпадающих на его площади, очевидно, несущественна. Таким образом, по условиям внешнего питания бассейн может быть отнесен к бассейнам трехстороннего питания.

Рассмотрение особенностей формирования подземных вод в каждой из названных частей внешней области питания начнем с Гималайских гор, являющихся ее основной частью.

Как отмечалось, в геологическом строении этих гор участвует разновозрастный и разнообразный комплекс преимущественно трещиноватых пород. По данным М. Кришнана (Krishnan, 1954б), в связи с преобладающей ролью процессов денудации над процессами физико-механического и химического выветривания мощность зоны экзогенной трещиноватости пород, в которой накапливается вода в кристаллических сланцах, составляет 6—12 м, а в гнейсах 10—14 м и для всей системы гор в целом, по-видимому, может быть принята в 15—20 м. В этой зоне трещиноватых пород распространены главным образом грунтовые воды, питающиеся атмосферными осадками, талыми водами ледников и смежников, а также конденсационной влагой. Водоносность пород вследствие малой мощности зоны и кольматации трещин продуктами химического выветривания большей частью слабая. Лишь известняки, возможно, закарстованные, питают родники с высокими дебитами. Дж. Тейлор (Taylor, 1959), выделивший Гималаи в особую гидрогеологическую провинцию, основное значение в ней придает аллювиальным отложениям речных долин, в которых заключены огромные ресурсы грунтовых вод.

По условиям формирования химического состава последних гималайская часть внешней области питания разделяется на северную и южную, граница между которыми проходит по р. Брахмапутре. Для северной части наряду с процессами выщелачивания определенную роль в формировании химического состава воды играют процессы испарительной концентрации, в связи с чем на отдельных участках здесь встречаются солоноватые и соленые грунтовые воды.

В Южных Гималаях преобладают процессы выщелачивания. Минерализация грунтовой воды в их высокогорных частях, по-видимому, не превышает 0,1—0,2 г/л и несколько возрастает по мере движения к подножиям гор и хребтов. Дж. Тейлор (Taylor, 1959) и М. Кришнан (Krishnan, 1954а) указывают, что минерализация грунтовых вод аллювиальных отложений речных долин, расчленяющих здесь Гималаи, не более 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный.

Южная часть внешней области питания бассейна отличается от северной значительно меньшим количеством осадков, более высокими температурами воздуха, слабым расчленением рельефа, менее густой гидрографической сетью и существенно иным геологическим строением. Эти особенности природных условий, естественно, отражаются и на формировании подземных вод.

Широко распространены здесь архейские метаморфические породы и граниты, особенно в юго-западной части бассейна. По данным К. Дутты и А. Ачарии (Dutta, Acharya, 1966), а также М. Кришнана (Krishnan, 1953а, б), вода залегает в них на глубине до 15 м, мощность обводненной зоны изменяется от первых метров до 40 м и, по-видимому, не опускается глубже 60 м. Дебиты колодцев и скважин, вскрывших воду в гнейсах и гранитах, 0,05—7,5, в среднем 1,5—1,8 л/с. По Дж. Тейлору (Taylor, 1959), дебиты большинства колодцев глубиной до 27 м 0,25—0,8 л/с. Нередки случаи, когда скважины, пробуренные до глубины 60 м и более, оказывались безводными. Сланцы гораздо беднее водой. Дебиты скважин и колодцев 0,003—0,25, в среднем 0,12 л/с, а отдельных скважин до 0,6 л/с. Дебиты скважин, пройденных в кварцитах и мраморах, не превышают 0,1—0,2 л/с. Минерализация воды в породах архея изменяется с востока на запад от долей до 3 г/л и более.

Таблица 43

Глубина скважины, м	Статический уровень, м	Содержание, мг/л			Сумма анионов, мг/л	Минерализация*, г/л
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}		
8,3	1,0	701	850	460	2011	2,8
15,0	3,3	475	140	30	745	1,0
17,4	4,2	425	1120	670	2215	3,1
7,8	4,5	463	520	40	1023	1,4
8,3	4,6	551	240	200	991	1,4
4,9	4,8	273	50	10	353	0,5
12,6	8,2	333	50	20	403	0,6
12,3	8,3	300	52	Следы	352	0,5
21,0	10,7	404	130	10	544	0,8
16,5	12,3	368	590	110	1068	1,5
17,4	12,6	582	50	10	642	0,9
17,7	14,5	493	1291	420	2204	3,0
16,8	14,8	582	50	10	642	0,9
20,4	16,6	300	26	Следы	326	0,4
24,0	20,3	488	78	40	606	0,8

* Вычислена при допущении, что сумма катионов составляет около 0,4 суммы анионов (в мг/л).

Невысокой водоносностью характеризуются песчаники, кварциты, конгломераты и сланцы протерозоя. Глубина циркуляции воды в них не превышает 150 м, а глубина залегания достигает 35—40 м. Дебиты колодцев и скважин, пройденных в песчаниках и известняках, при глубине 3—70 м составляют 0,05—2, в среднем 0,7—0,8 л/с (Taylor, 1959). Д. Сетт (Sett, 1965), проводивший гидрогеологические исследования в районе г. Дели, отмечает, что дебиты скважин, вскрывших воду в кварцитах, 0,4—6,3, в среднем 0,9—1 л/с. Большой разброс дебитов указывает на неравномерную трещиноватость пород и различную степень кольматации трещин. Данные о химическом составе воды, по Сетту (Sett, 1965), приведены в табл. 43.

Вода преимущественно гидрокарбонатно-хлоридная или хлоридно-гидрокарбонатная. Учитывая неглубокое залегание ее и наличие в ряде пунктов обратной гидрохимической зональности, можно предположить, что состав

воды сформировался главным образом под влиянием процессов испарительной концентрации.

По данным К. Дутты и А. Ачарии (Dutta, Acharya, 1966), воды, приуроченные к кембрийским (виндхийским) песчаникам и сланцам, в районе г. Индаур залегают на глубине 6—12 м. По приблизительным оценкам этих авторов дебиты колодцев составляют 0,1—0,4 л/с.

Из пород гондванской системы наиболее водоносны песчаники; сланцы слаботрещиноваты, и воды в них аккумулируется мало. Половина всех скважин, вскрывших воду в песчаниках, имеет дебиты 1,2—1,3 л/с. Дж. Тейлор (Taylor, 1959) указывает, что в районе г. Джабалпур в некоторых скважинах, пробуренных в триасово-юрских песчаниках до глубины 60—90 м, дебиты достигают 23—45 л/с. На выровненных участках, где происходит интенсивная кольматация трещин, водоносность песчаников неизмеримо ниже. Так, в районе городов Каткит, Пандутал, Удаинагар и др. дебиты колодцев не превышают 0,1 л/с. Воды песчаников чаще всего имеют минерализацию до 1 г/л, но местами они солоноватые, содержат значительное количество железа, а из газов—сероводород.

В траппах, слагающих описываемую часть бассейна, вода накапливается в трещинах базальтов, в межпокровных осадочных породах, в зонах тектонических нарушений и контактов литологически отличных пород. По данным Тейлора, скважины в базальтах глубиной 150—600 м оказываются безводными или дают ничтожные водопритоки. Наиболее распространенная глубина развития трещин, откуда получаются притоки воды от 0,05 до 5 л/с и более (район г. Индаур), 45—50 м. К. Дутта и А. Ачариа отмечают, что около 33% скважин, вскрывших воду в траппах, имеют дебиты 1,25 л/с. Дебиты колодцев 0,02—1,3, в среднем 0,7—0,8 л/с.

Минерализация вод, формирующихся в базальтах, 0,25—0,55 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый и кальциево-натриевый. В глубоко выветрелых разностях базальтов образуются более минерализованные воды с повышенным содержанием кремнезема и железа (Krishnan, 1953а, б).

Сведения о подземных водах восточной части внешней области питания отсутствуют. Можно предположить, что влияние ее на формирование подземных вод бассейна в связи с наличием меридиональных геологических и орографических структур, затрудняющих движение воды, менее значительно по сравнению с северной и южной частями.

Впервые Гангский артезианский бассейн в пределах Гангско-Брахмапутрской низменности был охарактеризован Дж. Ауденом (Auden, 1950), выделившим на его площади Ассамский и Бенгальский бассейны второго порядка. Дж. Тейлор, значительно полнее охарактеризовавший подземные воды этой территории, не показывает границу между Индским и Ганским бассейнами и не выделяет в последнем бассейне второго порядка. По нашим представлениям, вся эта обширная территория является внутренней областью питания и накопления подземных вод единого бассейна.

Как следует из вышеизложенного, эта область сложена палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. Воды палеогена — неогена вскрыты на участках Тилхар, Раксол, Пурния, Лаква и др., разбуривавшихся в связи с поисками нефти. На последнем участке при глубине скважин до 4000 м в водоносных породах, залегающих на глубине до 3758 м, пьезометрический уровень воды установился на глубине 10—500 м, а в отдельных пунктах он поднимался на несколько метров выше поверхности земли. Представление о водоносности отложений и минерализации воды на этих глубинах дает табл. 44.

Примерно в 50 км юго-восточнее г. Барели глубокими скважинами на участке Тилхар вскрыты неогеновые отложения, представленные переслаивающимися песками, песчаниками, гравелитами и глинами. Данные о водоносности и минерализации воды этих отложений приведены в табл. 45.

На этом участке, как на предыдущих, водоносность описываемых отложений слабая. Однако увеличение минерализации воды с глубиной на участке Тилхар по сравнению с участками, указанными в табл. 44, выявляется четче. Более высокую минерализацию (25 г/л) имеют воды палеоген-неогеновых отложений на участке Раксол, где они вскрыты на глубине 4092—4105 м.

Таблица 44

Участок	Глубина опробования, м	Интервал, м	Дебит, л/с	Удельный дебит, л/с	Минерализация, г/л
Рудрасогар	2929—2932	3	0,23	0,076	3,8
»	3003—3005	2	0,02	0,010	2,98
»	3117—3120	3	—	—	5,58
Лаква	3012—3018	6	0,13	0,022	6,2
»	3755—3758	3	0,21	0,070	1,4
Теок	3632—3637	5	0,08	0,016	4,3

Среди четвертичных отложений внутренней области питания бассейна водоносны древние и более молодые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования.

Водоносность аллювиальных отложений изучалась на многих участках. В районеДели в штате Уттар-Прадеш древнеаллювиальные отложения представлены песками, местами скрепленными известковым цементом и обогащенными известковистыми стяжениями и конкрециями. Зеркало грунтовых вод располагается на глубине 2—25, чаще 10—15 м. Дебиты скважин 0,2—1,9, в среднем 0,4 л/с. Состав воды пестрый, но преобладают пресные гидрокарбонатные воды, хлоридные с минерализацией до 25 г/л и сульфатные. Более молодые аллювиальные отложения во внутренней области питания бассейна распространены повсеместно. В их составе установлены пески, конгломераты, гравелиты, песчаники и глины, часто сменяющиеся в разрезе и быстро выклинивающиеся по простиранию. Местами в этих породах формируются грунтовые воды, местами напорные водоносные горизонты, по-видимому гидравлически связанные друг с другом на участках выклинивания глин или в периферической части внутренней области питания бассейна.

Таблица 45

Глубина опробования, м	Интервал, м	Дебит, л/с	Удельный дебит, л/с	Минерализация, г/л
2012—2028	16	—	—	1,1—1,25
2011—2085	74	0,14	0,002	—
2040—2100	60	0,02	0,0003	—
2100—2160	60	0,22	0,004	1,5
2100—2225	125	0,17	0,0013	—
2200—2225	25	0,20	0,008	3,3

В районе г. Дели вода в описываемых отложениях скапливается в грубо- и крупнозернистых песках, где вскрывается сотнями колодцев и скважин. По данным А. Бхаттачарии (Bhattacharia, 1954a), в Западном Уттар-Прадеше на площади 12 междуречных пространств она располагается на глубине 4,5—7,5 м, в районе Дели, на равнине между реками Ганг и Инд в половине обследованных скважин на глубине 2—6 м, в более чем 40% — на глубине 6—15 м и в

8% — глубже 15 м. Уклон зеркала воды колеблется от 0,00019 до 0,00075 (Sett, 1965). Зависимость между амплитудой и глубиной залегания уровня грунтовых вод отражены на рис. 34.

В районе городов Далипнагар и Шахабад в аллювиальных отложениях до глубины 100 м встречено несколько водоносных горизонтов, представленных разнозернистыми песками с гравием, разделенных водоупорными глинами. Мощность горизонтов 20—55 м, глин 15—20 м. Воды второго от поверхности горизонта напорные. В районе г. Далипнагар в долине р. Джамун они вскрыты скважинами глубиной 48—71 м, уровень воды в зависимости от рельефа местности устанавливается на различных глубинах. В четырех близко расположенных к реке скважинах он поднялся на 1,5—2 м над поверхностью земли. Согласно М. Патхаку (Pathak, 1960), падение пьезометров близ реки составляет 8—10 м на километр.

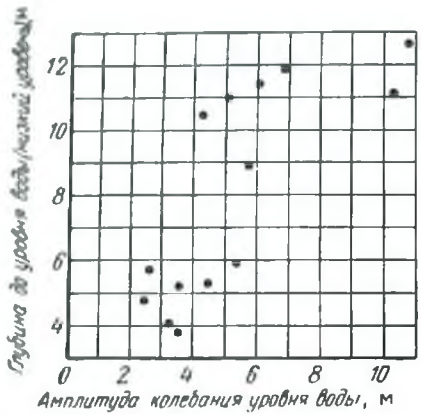


Рис. 34. Зависимость амплитуды колебания уровня грунтовых вод в аллювиальных отложениях Западной Бенгалии от глубины их залегания (Banerjee, 1963)

По мере удаления от западной границы бассейна на восток водоносные горизонты погружаются и мощность перекрывающего их верхнего водоупора в центральной части бассейна возрастает. Так, если близ г. Далипнагар она составляет около 5 м, то в районе г. Шахабад, расположенном в 80 км северо-восточнее, возрастает до 20 м, а в городах Гая и Патна, удаленных на 700 км, увеличивается до 75—80 м. До глубины 200 м в районе двух последних городов выявлено три напорных горизонта мощностью 9—27м, из которых первый залегает на глубине 25—76 м, уровень его устанавливается на 3,5—20, чаще 5—6 м ниже поверхности земли.

В левобережной части долины Ганга, в междуречье Гандака и Аруна, грунтовые воды в современном аллювии встречаются на глубине 2—4 м. Здесь на площади оросительных и дренажных сооружений Кози с1951 по 1953 г. проводились наблюдения за колебанием их уровня на 470 водопунктах, расположенных в шести створах (Hoon, Talwar, 1954). Установлено, что средняя годовая амплитуда колебания уровня составляет около 2 м. В междуречье Ганга и Гогры, западнее г. Патны, грунтовые воды располагаются на глубине 2—14, чаще 4—6,5 м (Pathak, 1967). Из рис. 35 видно, что наиболее низкий уровень наблюдается в конце мая, амплитуда колебания его достигает 6 м.

В Ассамском районе, в дельтах Ганга, Брахмапутры и на восточном побережье Бенгальского залива строение современных аллювиальных отложений очень сложное, что обусловливает и большое разнообразие условий залегания и формирования в них подземных вод. Дебиты 80% скважин здесь не превышают 10 л/с, какие-либо закономерности их изменения не установлены. В западной части Бангладеша уровень воды находится на глубине от долей до 10 м и более.

На рис. 36, схематически показывающем поверхность грунтовых вод в средней части бассейна, видно, что поток их направлен со стороны Гималаев к рекам Ганг и Брахмапутра, а в западной части бассейна от плато Чхота-Нагпур (Индостанский щит) к рекам Дамодар и Хугли.

Дебиты скважин, вскрывших воду в описываемых отложениях в районе

Дели, изменяются от единиц до 39 л/с при понижении уровней на 2,7—18,6 м. По мере увеличения глубины залегания водоносных пород водоотдача их уменьшается (рис. 37), что объясняется, по-видимому, уплотнением осадков по мере их погружения. Дебиты колодцев примерно на один порядок меньше дебитов скважин и при глубине до 15—16 м составляют 1,2—9,5, чаще 2,6—4,5 л/с при высоте столба воды 0,8—8,3, чаще 2—4 м.

Восточнее Дели, на площади между городами Агра и Барели, наиболее изучен верхний водоносный горизонт аллювия, представленный крупнозернистыми песками. А. Бхаттачариа (Bhattacharia, 1954а) указывает, что эта территория — единственное место в Азии, где для ирригации используются трубчатые колодцы, число которых в 1954 г. достигало 1905. При средней глубине колодца 78 м, мощности водоносного горизонта 27—30 м и понижении уровня на 4,8—6,6 м дебит составляет около 41 л/с. Южнее, близ г. Далипнагар в долине р. Джамун, дебиты скважин, встретивших напорные воды в грубозернистых песках и мелком гравии, при мощности водоносного горизонта около 25 м составляют 2—8 л/с. Восточнее в районе городов Шахабад и Патна, песчано-галечниковые аллювиальные отложения более водообильны, чем в рассмотренных районах. По данным Д. Рэя и др. («Ground-water resources. . .», 1966), близ Шахабада и Гая дебиты скважин 10—85 л/с, средние 40—45 л/с. Верхние водоносные горизонты заметно водообильнее нижних. Почти такими же дебитами (до 51,5 л/с) характеризуются скважины, расположенные на водоразделе между Гогрой и Гангом.

Высокими дебитами отличаются скважины и колодцы, вскрывающие воду руслового аллювия. Так, в г. Гая близ р. Фалгу дебиты скважин составляют 18—32 л/с. В районе г. Патна средний дебит каждой из 21 скважины, пройденной в пойме р. Ганг до глубины 75—120 м, равен 31,2 л/с (Krishnan, 1954б). В ряде мест, как, например, Северном Бихаре, первый от поверхности водоносный горизонт представлен тонко- и мелкозернистыми песками. Дебиты многочисленных колодцев, заложенных в них, около 0,6 л/с.

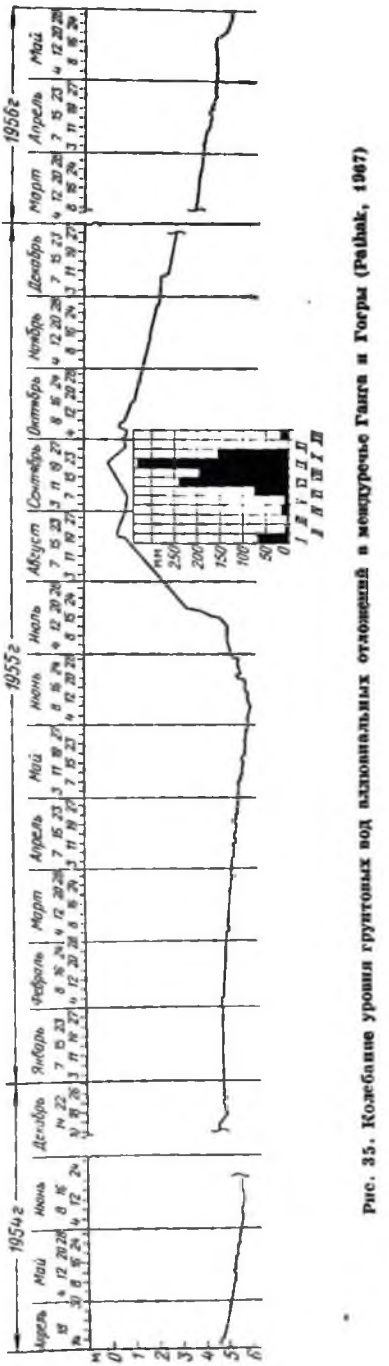


Рис. 35. Колебание уровня грунтовых вод аллювиальных отложений в междуречье Ганга и Гогры (Paithak, 1967)

Высока обводненность и современных аллювиальных отложений долины Брахмапутры в районе Ассама и на восточном побережье Бенгальского залива. В Ассаме при глубине скважин 70—120 м дебиты равны 6—10 л/с, в отдельных пунктах значительно выше. На восточном побережье залива в толще современного аллювия установлено несколько водоносных горизонтов. В районе г. Читтагонг они вскрыты на глубине 60—200 м. Средние дебиты скважин 30—35 л/с.

Большое влияние на формирование химического состава аллювиальных вод оказывают климатические условия бассейна. Наиболее ярко это проявляется в его западной аридной части, где, по Сетту (Sett, 1965), формируется инверсионный тип зональности химического состава этих вод (табл. 46).

Из табл. 46 видно, что в процессе испарительной концентрации до глубины 10 м

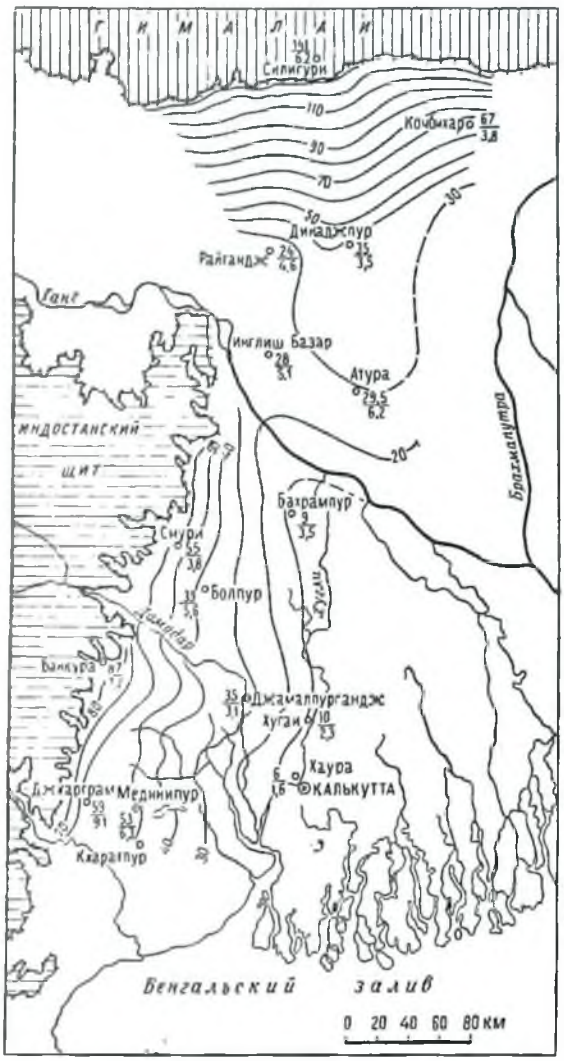


Рис. 36. Глубина залегания (м) грунтовых вод аллювиальных отложений восточной части Гангского бассейна (Balerjee, 1963)

В числителе — абсолютная отметка уровня воды и мощность по результатам многолетних наблюдений; в знаменателе — средняя глубина залегания уровня воды

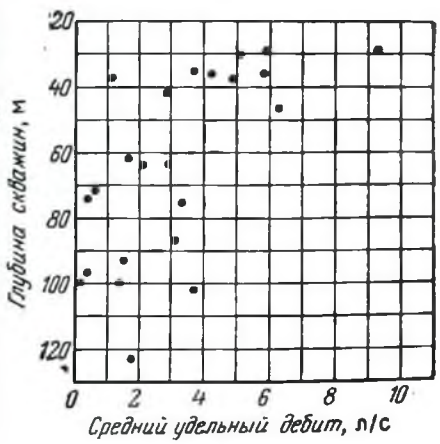


Рис. 37. Зависимость между удельным дебитом и глубиной скважин, вскрывших водоносные аллювиальные отложения в районе г. Дели (Sett, 1965)

наряду с пресными формируются слабосолоноватые и соленые воды, по-видимому, хлоридного и сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией до 25 г/л. Ниже залегают гидрокарбонатные или смешанные по анионному составу воды с минерализацией до 1 г/л.

Таблица 46

Глубина залегания воды, м	Количество проб	Минерализация воды, г/л						
		до 0,5	0,5—1	1—3	3—10	более 10	минимальная	максимальная
До 2	4	2	1	1	—	—	0,49	2,8
2—4	68	10	23	20	13	2	0,32	21,0
4—6	130	20	43	49	15	3	0,16	25,6
6—8	79	6	39	26	8	—	0,33	8,6
8—10	37	10	13	11	3	—	0,35	4,6
10—15	61	9	30	21	1	—	0,39	5,4
15—20	15	7	7	1	—	—	0,36	1,3
20—25	7	—	6	1	—	—	0,73	1,2
25—30	3	1	2	—	—	—	0,58	0,89
>30	1	—	1	—	—	—	—	0,92

К северо-востоку от Дели в районе городов Исламнагар, Бизауля, Дингарпур в долинах притоков Ганга воды аллювиальных отложений еще менее минерализованы, что подтверждается низким содержанием в них хлор-иона и небольшой общей жесткостью (4—10 мг-экв). Близ городов Шахабад и Гая, где активность водообмена значительно выше, чем в районе Дели, аллювиальные отложения содержат более пресную вод. Воды аллювиальных отложений междуречья Ганга и Гогры также пресные гидрокарбонатные натриевые и магниевые, реже кальциевые. Наиболее минерализованные воды наблюдаются на водораздельных участках междуречья, в прирусловой зоне минерализация воды минимальная (рис. 38). Еще менее минерализованные воды распространены в долине р. Брахмапутры в районе Ассама. При гидрокарбонатном составе воды плотный остаток ее составляет 0,03—0,2 г/л.

Особенностью геологического разреза внутренней части дельты Ганга, в значительной степени влияющей на формирование состава грунтовой воды, является наличие пласта засоленных глин мощностью 10—15 м, залегающего на глубине около 40 м. А. Коулсон (Coulson, 1940) отмечает, что, как правило, над этими глинами образуются солоноватые и соленые воды (города Форт, Вильям, Каннинг, Хаура и др.), которые с удалением от них к горному обрамлению преобразуются в пресные с минерализацией 0,09—0,25 г/л. Пресные напорные воды встречены и под глинами на глубине 50—52 м, а также в других местах севернее Калькутты. По составу вода хлоридно-гидрокарбонатная или гидрокарбонатно-хлоридная, по катионам смешанная. Южнее и восточнее Калькутты в городах Беджерданг, Бола, Патуахали и др. распространены главным образом солоноватые и соленые воды, сформировавшиеся, по-видимому, под влиянием воздействия морских вод.

Наблюдения за изменением химического состава воды современного аллювия, поставленные в районе г. Калькутты, показали, что наибольшая минерализация их чаще всего приходится на май, т. е. на конец сухого периода; минимальная фиксируется сразу после выпадения обильных июльских и августовских дождей (рис. 39).

Б. Сингхал (Singhal, 1963) изучал подземные воды современных четвертичных отложений на площади между устьями рек Дамодар и Сумарнарекха к северу от Бенгальского залива. Здесь пробурено около 150 скважин глубиной 6—200 м, вскрывших два водоносных горизонта в эоловых, аллювиальных и морских отложениях. Первый горизонт содержит грунтовые воды, залегающие

на глубине 7—17 м, второй — напорные, вскрывающиеся на глубине 120—190 м. На этой площади грунтовые воды пестрые по минерализации и составу, а напорные до изученной глубины пресные гидрокарбонатные натриевые.

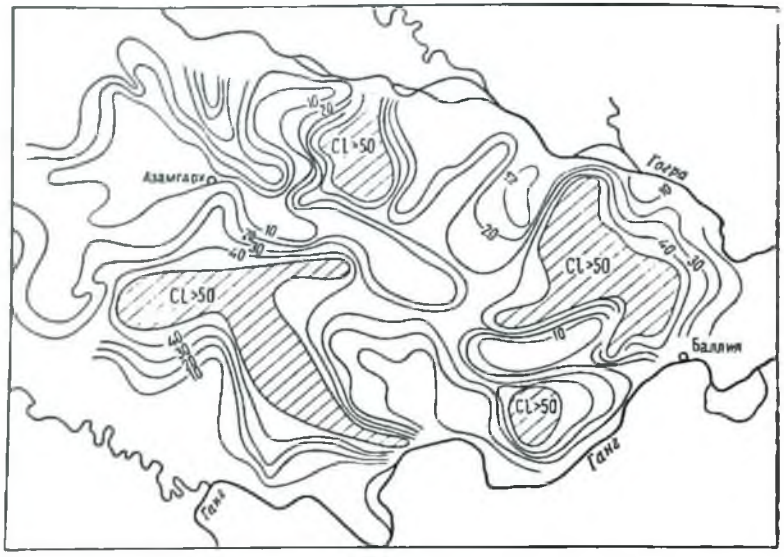


Рис. 38. Содержание хлор-иона (мг/л) в грунтовых водах аллювиальных отложений междуречья Ганг — Гогра (Pathak, 1967)

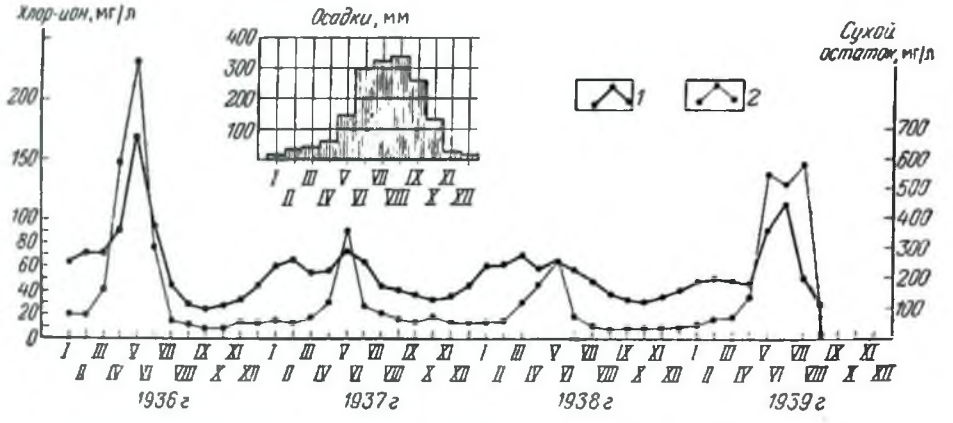


Рис. 39. Изменение химического состава грунтовых вод аллювиальных отложений в районе Калькутты (Coulson, 1940)

1 — сухой остаток; *2* — содержание хлор-иона

На некоторых участках побережья Бенгальского залива, расположенных в непосредственной близости от моря, наблюдается довольно сложный профиль химического состава подземных вод. Сверху на соленых водах формируются пресные инфильтрационные воды, ниже располагаются соленые морские воды, далее следует пласт водоупорных глин, под которым снова залегают пресные

напорные воды. Именно такой гидрохимический разрез был пройден скв. 87 в г. Джалдха (Singhal, 1963). Судя по рис. 40, на котором изображен этот разрез, пресные воды, находящиеся под глинами, могут далеко распространяться под морским дном.

В предгорной зоне Гангского бассейна, особенно вдоль подножий Гималайских гор, широко распространены аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса, образующие равнину шириной до 30 км, постепенно сливающуюся с аллювиальной равниной долины Ганга и ее притоков (Рябчиков, 1950). Верхняя часть конусов выноса, носящая название бхабар (пористая), сложена грубым материалом, состоящим из валунов, гравия, гальки, разнозернистого песка, щебенчатых глин и суглинков мощностью более 150 м. В них формируются грунтовые воды, залегающие неглубоко

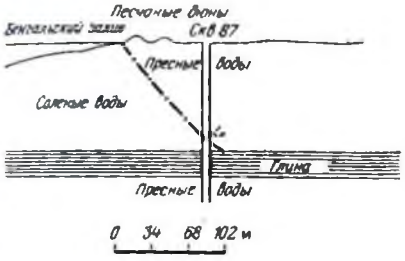


Рис. 40. Схематический профиль прибрежной зоны Бенгальского залива в г. Джалдха (Singhal, 1963)

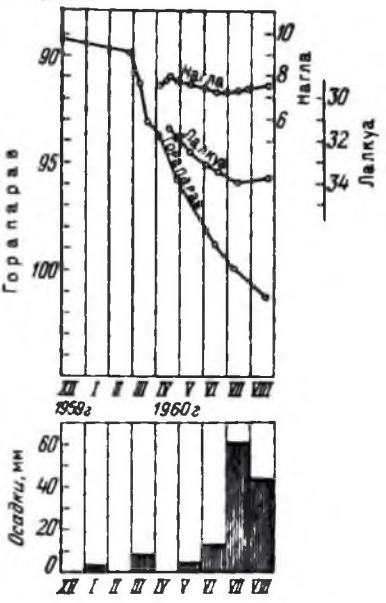


Рис. 41. Колебание уровня подземных вод аллювиально-пролювиальных отложений на площади Гималайской предгорной равнины (Karnath, 1964)

от поверхности, и напорные, вскрываемые скважинами на глубине от первых десятков до 100 м и более. Статический уровень последних устанавливается на глубине 5—93 м. Мощность водоносных горизонтов 3—30 м. Водоносность пород (Karnath, 1964) иллюстрирует табл. 47.

Таблица 47

Город	Дата	Глубина скважины, м	Статический уровень, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Удельный дебит, л/с
Химатпур	3/VI 1960 г.	82,3	11,58	50,5	3,44	14,7
Торапарав	2/II 1960 г.	151,2	90,53	60,3	—	—

Результаты наблюдений за изменением уровня подземных вод приведены на рис. 41. Разница в максимальном положении его и выпадением осадков, достигающая 4—5 месяцев, обусловлена, по-видимому, временем, необходимым на просачивание до зеркала воды. Амплитуда колебаний достигает больших

значений (г. Горапарав). Минерализация воды составляет 0,5 г/л, около речных русел несколько меньше, состав гидрокарбонатный.

Нижняя часть конусов выноса, носящая название терап (сырая), сложена гравием, галькой, разнозернистыми песками, переслаивающимися с глиной. Наряду со свободными в этой части равнины формируются и напорные воды. Мощность водоносных горизонтов 6—102, чаще 10—15 м. В многих пунктах уровень воды поднимается на 7—9 м выше поверхности земли. Сведения о водоносности пород предгорной равнины, по данным того же автора, приведены в табл. 48.

Таблица 48

Город	Дата	Глубина скважины, м	Установившийся уровень, м	Дебит, л/с	Понижение, м	Удельный дебит, л/с
Лалкуа	16/VII 1959 г.	91,1	31,9	63	2,07	30,2
Пиналван	—	84,4	Самоизлив	57,5	—	—
Нагла	—	135,3	»	29	—	—
Тапакпур	9/VI 1960 г.	73,2	8,38	45	9,68	4,65
Чандни	17/XII 1959 г.	88,4	3,96	51,5	3,95	13

Как видно из табл. 48, водоносность аллювиально-пролювиальных отложений и в этой части равнины высокая. Кратковременные наблюдения за уровенным режимом этих вод показали, что амплитуда колебания их составляет 2,5—3 м в г. Лалкуа и 0,5—1 м в г. Нагла (см. рис. 41). Эоловые пески, образующие дюны на площади между реками Инд и Ганг, слабоводоносны, хотя и содержат воду с минерализацией 0,3—1 г/л.

На площади бассейна известно около 70 минеральных источников. Большинство их располагается у подножий Гималайских гор и в Западной Бенгалии на восточных и северных склонах плато Чхота-Нагпур, несколько источников находится южнее Дели, в Непале и некоторых других районах. Подавляющее большинство источников связано с зонами разломов, температура воды на выходе 20—70° С. По минерализации воды среди них выделяются источники с пресной солоноватой и соленой водой, а по составу растворенных газов сероводородные и радоновые. Дебиты источников до 10 л/с (Raina, 1963).

За исключением запад-юго-западной части, бассейн можно считать высоководообеспеченным главным образом за счет четвертичных отложений, заключающих огромные ресурсы пресных вод, которые широко используются для бытового и промышленного водоснабжения, а также для орошения земель. В запад-юго-западной части бассейна осадков выпадает мало, поэтому ресурсы подземных вод здесь ограниченны.

VI. НАРБАДСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район расположен в центральной части Индостанского полуострова и занимает бассейны рек Махи, Нарбада и Тапти (см. рис. 1). На севере он обрамляется горами Виндхья, на юге — Аджинта и отрогами Западных Гат, на западе омывается водами Аравийского моря. Крупными орографическими элементами района являются горы Сатпура и Гавилгарх. В западной части района располагается Гуджаратская аллювиальная равнина шириной 50—300 км. Кроме этой равнины в бассейнах рек Нарбада, Пурна и Тапти имеется еще несколько котловинообразных межгорных впадин с равнинным рельефом. Ука-

занные впадины и Гуджаратская равнина представляют внутренние области питания соответствующих артезианских бассейнов (Верхне-Нарбадского, Пурна, Тапти и Гуджаратского), а обрамляющие горы — внешние области их питания.

В геологическом строении последних участвуют те же стратиграфические комплексы пород, что и в бассейнах Индского и Гангского гидрогеологических районов. Внутренние области питания и накопления подземных вод Гуджаратского и, по-видимому, других бассейнов в нижней части сложены палеоген-неогеновыми отложениями, а в верхней — четвертичными образованиями. Тектоническое строение района сложное. Наряду со складчатыми структурами в нем широко проявились разрывные дислокации, сопровождающиеся зонами повышенной трещиноватости пород.

В коре выветривания метаморфических толщ архея, слагающих внешнюю область питания, формируются грунтовые воды, залегающие на глубине от нескольких до 10—15 м. Годовая амплитуда колебания уровня достигает 3—5 м. Дебиты колодцев и скважин, пройденных в филлитах, сланцах и кварцитах, обычно не превышают 0,12 л/с, хотя отдельных скважин возрастают до 0,65 л/с. Более высокие дебиты (0,58—7,5 л/с) дают скважины и колодцы, находящиеся в зоне экзогенной трещиноватости гранитоидов (West, 1949а, б; Taylor, 1959; Dutta, Acharya, 1966). По данным Дж. Тейлора, минерализация воды гранитогнейсов и сланцев до 3 г/л и более. В. Вест отмечает, что в направлении с востока на запад минерализация воды изменяется от пресной до солоноватой.

К. Дутта и А. Ачарна, по наблюдениям в районе г. Индаур указывают, что дебиты колодцев и скважин, вскрывающих воды песчаников гондванской системы, чаще всего могут обеспечить ограниченные (до 2 л/с) потребности в питьевой воде. Они отмечают также, что более 50% скважин, пробуренных в плотных известняках, дают воды меньше 1,3 л/с. По Дж. Тейлору, близ г. Джабалпур, расположенного в верховьях р. Нарбада, дебиты некоторых скважин, получающих воду из песчаников верхней гондваны, составляют 23,2—46,4 л/с. Водоносность триасовых отложений довольно пестрая. Основные ресурсы приуроченных к ним вод связаны с межтраповыми горизонтами осадочных пород и с зоной экзогенной трещиноватости базальтов. Дебиты колодцев глубиной до 30 м равны 0,03—1,33, в среднем 0,8 л/с, а в центральной части района 0,006—29 л/с, что связано скорее всего с различной трещиноватостью траппов. К. Дутта и А. Ачарня в указанной выше работе показали, что наиболее высоководоносны базальты с хорошо развитой системой горизонтальных трещин. Дебиты скважин в таких базальтах 0,07—30,1, в среднем 1,16 л/с. Дебиты скважин, вскрывших грунтовые воды в базальтах с бессистемной трещиноватостью, 0,01—20,84 л/с, а скважин в сильновыветрелых базальтах 0,006—23,2, чаще 0,01—2,32 л/с. Очевидно, в каждом конкретном случае дебиты скважин определяются не столько мощностью коры выветривания траппов, сколько структурно-текстурными особенностями их, степенью химического разложения, характером распределения трещин и т. д.

Большинство водозаборов, находящихся в этих породах, имеют глубину 5—15 м. Этот интервал характеризуется максимальной трещиноватостью базальтов, и скважины, каптирующие воду в пределах указанных глубин, отличаются наибольшими дебитами, что хорошо видно из табл. 49.

Минерализация подземных вод траппов не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Внутренние области питания Верхне-Нарбадского бассейна, бассейнов Пурна и Тапти, как и Гуджаратского, скорее всего сложены палеоген-неогеновыми отложениями, содержащими напорные воды вверху пресные, а в более глубоких

горизонтах, особенно в центральных частях, солоноватые и соленые. Дебиты скважин будут, вероятно, высокими.

В Верхне-Нарбадском бассейне четвертичные отложения имеют мощность более 100 м и сложены песчано-гравийно-галечными накоплениями, переслаивающимися с глинами и илами. Вода залегает на глубине 3—4 м, дебиты скважин глубиной до 90 м 7,5—46,3 л/с, в среднем по работам в районе городов Бхопал, Хошангабад и Джабалаур 28 л/с (Chaterji, 1967). Минерализация воды 0,1—0,5 г/л. В бассейне Пурна состав и мощность аллювиальных отложений примерно те же. Водоносность пород также высокая. Минерализация воды 0,5—13 г/л (Krishnan, 1954а, б). Минимальная минерализация отмечается в краевой части впадины, наиболее высокая в центральной, где распространены преимущественно тонкозернистые осадки со слабыми фильтрационными свойствами. В прирусловой части реки минерализация воды снова уменьшается. Характеристика аллювиальных вод впадины Тапти ничем существенным не отличается от изложенной выше, за исключением того, что здесь распространены пресные воды с минерализацией до 1 г/л.

Таблица 49

Глубина водозабора, м	Количество водозаборов		Дебиты водозаборов, л/с		
	шт.	%	наименьший	наибольший	средний
До 5	2	2	0,31	0,6	—
5—7	12	11	0,03	7,3	0,35
7—10	28	27	0,006	23,2	0,17—0,23
10—15	31	30	0,02	20,9	0,17—0,23
15—20	10	9	0,006	0,7	0,12—0,17
20—30	8	7	0,07	30,1	0,7
30—40	6	5	0,006	7,8	2,3
40—50	2	2	0,66	1,3	—
50—100	7	6	0,18	2,1	0,8

Внутренняя область питания Гуджаратского бассейна является наиболее значительной. По данным И. А. Калинина (1966), нижняя часть разреза ее сложена палеоген-неогеновыми отложениями максимальной мощностью в наиболее опущенных участках более 2000 м, а верхняя — четвертичными мощностью до 700 м, среди которых главная роль принадлежит аллювиальным образованиям.

Палеоген-неогеновые отложения представлены сланцами, алевритами, песчаниками, известняками, песками, часто сменяющимися и в разрезе и по простиранию. Пористость глинистых сланцев и песчаников, слагающих глубокие (более 1000 м) горизонты расположенного здесь Анклешварского нефтяного месторождения, 2,3—13,9%, проницаемость 1—3 мд, что свидетельствует о их слабой водоносности. Более высокие части разреза, вскрытые здесь скважинами глубиной 60—180 м, отличаются лучшими фильтрационными свойствами и дают притоки воды 0,58—38,2 л/с. Минерализация воды эоценовых отложений, встреченных на глубине 1013—1420 м, 25,1—39,5 г/л, причем отмечается некоторое уменьшение ее с глубиной. Состав воды хлоридный натриевый. Из микрокомпонентов в воде установлены иод (от следов до 7 мг/л), бром (от следов до 25 мг/л), железо (в отдельных горизонтах до 272 мг/л), а из газов — сероводород (следы). Минерализация воды, вскрытой в верхней части миоценовых отложений, 2,5—27 г/л, состав хлоридный натриевый, в единичных пробах натриево-магниевый. Из микрокомпонентов в ней определены кремнекислота (до 112 мг/л), железо (от следов до 5,3 мг/л), а из газов — кислород и углекислота (до 220,9 мг/л).

На участках внутренней области питания, где палеоген-неогеновые отложения обнажаются на поверхности земли, вода вскрывается на глубине 10—15 м.

Наряду с грунтовыми в них имеются напорные воды, образующие несколько этажно расположенных горизонтов некоторые мощностью до 100—120 м. Уровни воды отдельных горизонтов устанавливаются на 1,5—7,5 м выше устьев скважин, дебиты последних при фонтанировании достигают 19 л/с. Воды пресные и слабосолоноватые.

В четвертичных отложениях грунтовая вода залегает на глубине 15—20 м, амплитуда колебания уровня 2,5—3 м, дебиты скважин 0,05—23 л/с, вода пресная, солоноватая и соленая (Deshpande, 1954 и др.).

Восполняются ресурсы подземных вод района за счет атмосферных осадков и вод поверхностных водотоков. Разгружаются глубокие водоносные горизонты в вышележащие толщи по разломам и через литологические окна. Воды зоны активного водообмена разгружаются главным образом с помощью речной сети и моря. На площади района преимущественно в левобережной части р. Нарбада известно более 10 проявлений термальных вод, приуроченных, по-видимому, к зонам глубинных разломов. Температура воды источников 28—50° С.

Большая часть района отличается значительными ресурсами подземных вод и может быть отнесена к высоководообеспеченным. Лишь северо-западную часть его, смежную с пустыней Тар, следует считать слабоводообеспеченной пресными водами. Подземные воды района широко используются для водоснабжения и орошения. Например, в штате Махараштра (бывший штат Бомбей) за счет подземных вод, добывающихся с помощью колодцев, в 1954—1955 г. орошалось 63,1% земель, родниковой водой 4,1%, остальные 32,8% земель орошались поверхностными водами.

VII. ИНДОСТАНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район занимает южную половину одноименного полуострова (см. рис. 1). В пределах района выделяются Деканское плоскогорье, занимающее внутреннюю часть его, обрамляющие это плоскогорье горные сооружения Западных и Восточных Гат и обширная Коромандельская равнина.

В рельефе Деканского плато преобладают волнистые равнины, разделенные невысокими (300—600 м) поднятиями и расчлененные неглубокими и широкими долинами рек. От Аравийского моря плато отделено горами Западных Гат, образующих наиболее приподнятую часть района. Восточные Гаты представляют собой разрозненные не очень высокие массивы, разделенные широкими поперечными долинами. Между реками Маханади и Годавари располагаются горы Бастар, к западу от долины р. Кришна находятся Куддапахские горы. На юге плоскогорья проходят горы Колламалаи и Пачамалаи. Коромандельская равнина начинается у Кумари на юге и заканчивается у Ориссы на севере. На юго-востоке она омывается водами Бенгальского залива. Северная часть ее носит название равнины Андхрадеша, южная Карнатик.

На площади Индостанского гидрогеологического района условно (из-за слабой изученности) выделяются Райпурский, Усть-Маханадийский, Годаварский, Куддапахский и Полкский артезианские бассейны.

1. Райпурский артезианский бассейн

Этот бассейн пространственно совпадает с западной половиной бассейна р. Маханади. Внешнюю область питания его образуют горы Майкал, Чхота-Нагпур и северо-западные отроги Восточных Гат. В геологическом строении

ее участвуют метаморфические образования архея, протерозоя, рифея, породы гондванской системы, траповой формации, четвертичные отложения.

Подземные воды внешней области питания бассейна, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично вод поверхностного стока, накапливаются в коре выветривания перечисленных пород. В зоне экзогенной трещиноватости гнейсов, гранито-гнейсов, песчаников и сланцев мощностью в среднем около 30 м глубина залегания воды 2—30 м. Дебиты колодцев и скважин 0,1—5,8 л/с (Mann, 1934; Nath, 1940 и др.). Минерализация воды 0,3—0,9 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, содержание кремнекислоты 20—70 мг/л.

Незначительная часть ресурсов подземных вод внешней области питания формируется в латеритной коре выветривания. По данным откачек коэффициенты фильтрации уплотненных разностей ее 0,1—5 м/сут, рыхлых 3—31 м/сут. Дебиты скважин обычно 0,5—0,6 л/с, минерализация воды 0,05—0,5 г/л. В сезон юго-западных муссонов в воде наблюдается содержание железа от следов до 30 мг/л и кремнекислоты от 5 до 20 мг/л.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представляет собой депрессию в кристаллическом фундаменте, сложенную рифейскими песчаниками, конгломератами, сланцами, мергелями, известняками, перекрытыми палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. Грунтовые воды в песчаниках, конгломератах и известняках рифея распространены до глубины 90—100 м, уровень воды располагается на 1,5—12 м ниже поверхности земли, иногда глубже. В период дождей он поднимается в среднем на 4,5 м (Hoon, Talwar, 1954). Дебиты скважин глубиной до 60 м, каптирующих воду песчаников и известняков, 0,05—2,1, средние около 0,8 л/с. Минерализация воды не превышает 1 г/л (Taylor, 1959). Значительные ресурсы подземных вод формируются в неогеновых песчаниках и конгломератах, в которых скважины глубиной до 150 м имеют дебиты 3,8—38 л/с, а также в аллювиальных отложениях речных долин. В последних грунтовая вода залегает на глубине 3—25 м, дебиты колодцев 1—94 л/с.

На площади бассейна имеются азотные щелочные источники с температурой воды 34—88° С, а также сероводородные.

2. Усть-Маханадийский артезианский бассейн

Бассейн занимает восточную половину бассейна р. Маханади. Внешняя область питания его представлена горами Чхота-Нагпур и отрогами Восточных Гат. В геологическом строении ее участвуют те же комплексы пород, которыми сложена внешняя область питания Райпурского бассейна, кроме образований траповой формации. Подземные воды области характеризуются теми же особенностями, что и названного бассейна.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к обширной неотектонической впадине, выполненной палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. Подземные воды в этих отложениях встречаются на глубине 3—25 м. По данным Дж. Тейлора, в неогеновых слабоуплотненных песчаниках и конгломератах, слагающих периферические части впадин, скважины глубиной до 150 м вскрывают несколько гидравлически связанных водоносных горизонтов и имеют дебиты 4—38 л/с.

В составе четвертичных отложений наиболее обводнены аллювиальные пески и песчано-галечниковые образования. Притоки к колодцам глубиной до 30 м 1—94 л/с (Krishnan, 1953б). В аллювии прибрежной зоны (штат Орисса,

города Баласур, Каттак и др.) пресные воды вскрываются до глубины 270 м, дебиты скважин 5,5—50 л/с. Как отмечает Д. Чатерджи (Chaterji, 1967), в верхних частях аллювия пресные воды перекрываются солоноватыми и солеными водами, внедряющимися со стороны моря.

3. Годаварский артезианский бассейн

Этот бассейн пространственно совпадает с бассейном одноименной реки. Внешняя область питания его представлена отрогами Западных и Северо-Восточных Гат, горами Аджонта, Сатпура, Майкал. В геологическом строении ее участвуют образования архея, протерозоя, рифея, породы траповой формации, четвертичные отложения.

В зоне экзогенной трещиноватости метаморфических пород архея, протерозоя и рифея формируются главным образом грунтовые воды, залегающие на глубине 7—30 м. Дебиты колодцев 0,5—5 л/с, скважин около 5 л/с, иногда более. Так как питание этих вод осуществляется практически за счет инфильтрации атмосферных осадков, дебиты колодцев и скважин, а также состав воды сильно изменяются в течение года. Во многих колодцах в жаркий сезон вода высыхает. Так, близ г. Чхиндвар, расположенного в междуречье Нарбады и Вайнганга, из 196 колодцев с пресной водой круглый год дают воду лишь 140, а 56 пересыхают. Минерализация воды чаще всего не превышает 1 г/л, солоноватые и соленые воды встречаются редко. По данным Л. Муппа (Munn, 1934), в юго-западной части бассейна (города Низамабад, Патакапали и др.) в коре выветривания архейских гранито-гнейсов формируются щелочные воды с минерализацией до 0,5 г/л карбонатного кальцием-магниевого или магниево-кальциевого состава с содержанием кремнезема 20—71 мг/л. Характеристика подземных вод, формирующихся в породах траповой формации, слагающей около 30% площади внешней области питания, существенно не отличается от характеристики их для других бассейнов. Значительные ресурсы пресных вод здесь накапливаются в аллювиальных отложениях речных долин, густо расчленяющих внешнюю область питания.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена одноименной впадиной-грабеном, сложенной породами рифея и гондванской системы, а в прибрежной части — неотектоническими впадинами, выполненными палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями.

В пределах Годаварской впадины водоносны главным образом песчаники гондванской системы, местами содержащие пласты углей. До глубины 120 м в них установлено несколько водоносных горизонтов. Дебиты скважин глубиной до 30 м достигают 5 л/с, а в отдельных пунктах при глубине скважин 60—90 м увеличиваются до 15 л/с, некоторые скважины фонтанируют. Притоки воды в шахты составляют 180—190 м³/ч. Водоносность сланцев значительно слабее. Воды пресные, формирующиеся в угленосных отложениях имеют запах сероводорода и повышенные содержания железа (Taylor, 1959; Chaterji, 1967).

Палеоген-неогеновые и четвертичные отложения, выполняющие неотектонические впадины, разбурены до глубины 150 м. Дебиты скважин от десятых долей до 3—4 л/с, в некоторых скважинах пьезометрический уровень поднимается выше поверхности земли. Минерализация воды не превышает 1 г/л, в ней установлены сероводород и большое количество железа.

На площади бассейна известно около 20 термальных минеральных источников, расположенных в основном в его северо-восточной части, но изученных плохо.

4. Куддапахский артезианский бассейн

Этот бассейн занимает бассейны рек Кришны, Тунгабхадры, Бхимы и Пеннару. Внешнюю область питания его образуют восточные склоны Западных Гат, хр. Балагхат, горные массивы Деканского плоскогорья и отроги Восточных Гат. Большая часть площади сложена породами архея и трапповой формации.

В архейских образованиях воды формируются в зоне экзогенной трещиноватости мощностью до 90 м, а также в зонах разрывных нарушений и вскрываются на глубине 1—10 м в речных долинах и на плоскогорных участках и до 30—60 м на водораздельных площадях (Joshi, 1955; Taylor, 1959). Дебиты скважин варьируют в широких пределах. Например, в округе Хайдарабад дебиты скважин глубиной около 30 м, пройденных в гранито-гнейсах, 0,5—0,6 л/с (Munn, 1934), а близ городов Баллари, Тумкуру, Читалдург и др. при глубине до 50 м 0,8—2,25 л/с (Suryanarayana, 1962—1964). Из кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов притоки воды к скважинам составляли 0,05—0,1 л/с. Однако, как отмечает Л. Мунн, скважины и колодцы, расположенные в контактовых зонах тех же пород, часто имеют более высокие дебиты. К этим же зонам, а также, по-видимому, к разрывным нарушениям приурочены многочисленные родники, наблюдавшиеся, в частности, в районе ст. Райчур в междуречье Кришны и Тунгабхадры. Минерализация воды, формирующейся в коре выветривания архейских гранито-гнейсов, 0,4—0,9 г/л, состав карбонатный кальциево-магниевый или магниево-кальциевый, содержание кремнекислоты достигает 70 мг/л. Северо-западная часть внешней области питания бассейна сложена породами трапповой формации.

Внутренняя область питания бассейна представлена Куддапахской синеклизой и прибрежными неотектоническими впадинами.

Куддапахская синеклиза, имеющая серповидную форму, простирается от долины р. Тунгабхарды на севере до р. Палар на юге. Водоносны здесь докембрийские песчаники, конгломераты и известняки, разделенные водонепроницаемыми глинистыми сланцами, благодаря которым в толще, по-видимому, имеется несколько водоносных горизонтов. Питаются подземные воды за счет инфильтрации атмосферных осадков, потерь поверхностного стока и подтока воды со стороны внешней области питания. По данным Дж. Тейлора (Taylor, 1959), дебиты колодцев и скважин глубиной до 70 м от 0,05 до 2, чаще 0,7—0,8 л/с. Наиболее значительные количества воды формируются в известняках. Минерализация воды обычно не превышает 1 г/л.

В толще кайнозойских песчано-глинистых отложений, выполняющих глубокий прогиб платформенного склона в пределах Коромандельского побережья, М. Кришнан (Krishnan, 1951) до глубины около 150 м выделил четыре горизонта. В низовьях долины р. Кришна дебиты скважин глубиной 91—456 м 25—70 л/с при понижении уровней до 18 м (Chaterji, 1967).

Во внутренней области питания бассейна известно около 30 минеральных термальных источников.

5. Полкский артезианский бассейн

Бассейн включает северо-западную часть о. Шри Ланка и бассейны рек Кавери, Поннияр и многочисленных речек, стекающих с Кардамоновых гор в Манарский и Бенгальский заливы и Полкский пролив.

Внешнюю область питания его образуют восточные склоны Западных Гат, Кардамоновы горы, Восточные Гаты, а также северо-западные склоны Цент-

рального нагорья о. Шри Ланка. В геологическом строении ее главная роль принадлежит архейским метаморфическим образованиям и прорывающим их гранитам докембрия. Отложения гондванской системы развиты слабо.

В архейских гнейсах, гранито-гнейсах, амфиболитах и других породах преимущественно грунтовая вода залегает на глубине от 7 до 45 м. К. Сурьянараяна (Suryanarayana, 1962—1964) в результате обследования около 200 скважин глубиной 17—83 м пришел к выводу, что в кристаллических породах наиболее обводнены первые 50 м разреза. Дебиты скважин 0,07—3,75 л/с, наиболее распространенные около 1 л/с. Изучение результатов строительства и опробования 289 трубчатых колодцев штата Майсур, находящихся в зоне выветривания архейских пород, показало дебит в четырех случаях более 5 л/с, в восьми более 2,5 л/с, в 237— 0,1—1,3 л/с; 40 колодцев оказались безводными (Nath, 1940). Наиболее водоносными породами внешней области питания являются гранито-гнейсы, далее следуют кристаллические сланцы, кварциты и мраморы (Taylor, 1959). На о. Шри Ланка в зоне экзогенной трещиноватости архейских кварцитов формируются грунтовые воды, питающие родники и колодцы с дебитами 0,003—0,15 л/с. В зонах разломов в этих породах дебиты родников увеличиваются до 0,4 л/с. Минерализация воды не более 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представлена краевым прогибом Индостанской платформы, выполненным мезозойскими отложениями и мощной толщей кайнозойских образований. В низовьях р. Кавери на нефтегазоносной структуре Карикал архейские гранито-гнейсы встречены на глубине 1750 м (Калинин, 1966). Перекрывающие их отложения мезозоя (верхняя юра — нижний мел) распространены слабо и в отношении подземных вод не изучены. Толща палеогена — неогена состоит из чередующихся сланцев, песчаников, известняков, песков и глин. Приток воды, по-видимому, из пород палеогена к одной из скважин, пройденной на месторождении с глубины 1672,5—1676,5 и 1711—1714 м, составлял 0,14—0,7 л/с, содержание хлора в воде 35—41 г/л.

По Дж. Тейлору (Taylor, 1959), дебиты нескольких десятков скважин глубиной до 150 м, пробуренных в неогеновых отложениях, 3—40 л/с. Подземные воды этих отложений изучались на участке лигнитового месторождения, находящегося между реками Веллар и Габилам (Jones and Subramanyan, 1961; Baratan and Gourisankaran, 1968). Неогеновые отложения сложены здесь кварцевыми средне- и грубозернистыми песками, гравелитами, глинами и лигнитами, промышленные пласты которых залегают на глубине 60—90 м. Эти отложения заполняют, видимо, впадину, в центре которой мощность их достигает 370 м, а к краям уменьшается до 15—20 м. Грунтовая вода вскрывается в песках на глубине 6—30 м. Питаются подземные воды за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, а также подтока воды из нижележащих отложений. На участке месторождения в долине р. Веллар пробурено 140 скважин, вскрывших напорные воды, уровень которых местами устанавливался выше поверхности земли. Средний дебит скважины 11,4 л/с. Дебиты скважин и уровни воды подвержены сезонным колебаниям. Минерализация воды не превышает 0,25 г/л, температура около 30° С.

Водоносность аллювиальных отложений речных долин высокая, минерализация воды слабая.

VIII. ЗАПАДНО-ГАТСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район узкой полосой протягивается почти на 1500 км вдоль западного побережья Индостанского полуострова (см. рис. 1). Его можно рассматривать как очень своеобразный по строению субаэральный артезианский бассейн, внешняя область питания которого представлена крутыми ступенчатыми склонами Западных Гат, а внутренняя — прибрежными равнинными впадинами Конкана на севере и Малабарской на юге.

Внешняя область питания бассейна сложена докембрийскими образованиями, породами гондванской системы и трапповой формации, развитыми в северной части бассейна.

В зоне экзогенной трещиноватости докембрийских пород, слагающих наиболее высокие части рельефа, воды распространены до глубины 70—90 м, на гипсометрически более низких участках до 30 м и менее. Зеркало грунтовых вод располагается обычно на глубине 6—60 м (Joshi, 1955). Среди этих образований наименее водоносны кварциты и мраморы, дебиты скважин не превышают 0,1 л/с, колодцев 0,25—0,8 л/с. Минерализация воды не более 1 г/л. Водоносность траппов слабая, причем наблюдается только до глубины 45 м. Дебиты колодцев глубиной до 30 м 0,03—1,3 л/с. Д. Лимайе (Limaye, 1942) отмечает, что несколько скважин, пройденных в траппах в районе г. Бомбея до глубины 213 м, оказались безводными. В Западных Гатах и в горах Конкана из трапповой толщи отмечаются выходы родников, приуроченные к межтрапповым горизонтам осадочных пород и к контактам их с латеритами. Дебиты родников высокие. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л, редко слабосолоноватые.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена отложениями палеогена, неогена и четвертичными.

В составе водоносных отложений палеогена — неогена выделяются две группы пород — латериты, распространенные главным образом на юге бассейна и, возможно, имеющие палеогеновый возраст, и разнообразные по составу пески, гравийно-галечниковые, песчано-глинистые и карбонатные образования, относящиеся к неогену.

В латеритах грунтовая вода встречается на глубине 9—12 м, водоносность пород слабая (Limaye, 1942). Неогеновые отложения выполняют впадины бассейна. В разрезе этих отложений имеется несколько водоносных горизонтов, вскрываемых до глубины 150 м. Верхний горизонт свободный, нижележащие напорные, с уровнями, устанавливающимися примерно на одних и тех же отметках, что свидетельствует о их гидравлической связи. По данным Дж. Тейлора, дебиты скважин 0,8—38 л/с. В зоне берегового вала скважины глубиной 60—120 м вскрыли напорные воды, пьезометрический уровень которых устанавливался выше поверхности земли. Дебиты скважин при изливе воды составляли 0,8—3,8 л/с. В. Вест (West, 1950) отмечает, что в г. Аллеппи, расположенном в прибрежной зоне, пресная вода вскрывается примерно на глубине 100 м ниже уровня Аравийского моря.

Среди четвертичных отложений, как и в других районах, наибольший интерес в отношении водоносности представляют аллювиальные образования, заключающие значительные ресурсы подземных вод.

В речных долинах северной части бассейна грунтовые воды залегают на глубине 3—15 м. Скважины глубиной 30—50 м вскрывают пресные воды, дебиты их 1—8 л/с (Deshpande, 1954). В. Вест указывает, что в районе г.Сурата скважины глубиной 6—90 м имеют дебиты 1—30 л/с, но встреченная ими вода

солоноватая, уровень ее в некоторых пунктах поднимается выше поверхности земли.

В аллювиальных отложениях Малабарского побережья наряду с грунтовыми водами имеются напорные. Водовмещающие породы их образованы горизонтами песков мощностью 4—20 м. Уровни свободных и напорных вод устанавливаются на одних и тех же отметках или разнятся очень незначительно. Близ порта Кочин и в прибрежной полосе протяженностью 240 км и шириной 1,6 км, а также на некоторых островах копаные колодцы и мелкие скважины вскрывают пресную воду. Дебиты скважин пестрые. Например, в г. Аялур приток в скважину глубиной 53,8 м, по В. Весту, составил 0,62 л/с, в г. Неммар при глубине 54,7 м — 7,5—8,8 л/с, а в г. Аллеппи, по Д. Чатерджи, при глубине скважин до 64 м — 19—40 л/с. На о. Виллингтон (9° 56′ с. ш. и 76° 16′ в. д.) пресная вода прослежена до глубины 57,3 м, дебит скважины 0,94 л/с.

На площади Западно-Гатского бассейна известно более 30 минеральных источников, большая часть которых находится в его северной части. Это в основном сероводородные, радиоактивные источники с температурой воды 30—70° С, выходы которых приурочены к полю развития гранитов, гнейсов, траппов и к зонам тектонических нарушений.

Питаются подземные воды бассейна за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь поверхностного стока, особенно значительного в периоды разлива рек. Разгружаются глубокие водоносные горизонты по зонам разрывных нарушений. Воды зоны активного водообмена и частично, видимо, затрудненного разгружаются с помощью широко развитой речной сети. Региональной областью разгрузки для бассейна в целом служат Аравийское море и одноименный субмаринный артезианский бассейн.

Как и в других районах Индостанского полуострова, на территории Западно-Гатского бассейна водоснабжение и орошение земель осуществляются с помощью подземных и поверхностных вод. В целом бассейн достаточно обоснованно может быть отнесен к высоководообеспеченным.

IX. ШРИ ЛАНКСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район имеет площадь около 50 тыс. км² и охватывает большую часть о. Шри Ланка (см. рис. 1). В центре его расположено Центральное нагорье, занимающее почти 20% территории острова и поднимающееся до 2524 м над уровнем моря. С запада, юга и востока нагорье обрамляется обширными слабо всхолмленными или плоскими равнинами.

Центральное нагорье служит внешней областью питания подземных вод района, а окружающие его равнины — внутренними областями их питания и накопления.

Внешняя область питания сложена докембрийскими породами, в составе которых преобладают гнейсы, кварциты, мраморизованные известняки, гранулиты, чарнокиты. Значительные количества подземных вод накапливаются в зоне экзогенной трещиноватости этих пород, а также в зонах разрывных нарушений и литологических контактов. Мощность первой зоны 9—20 м. Дебиты родников, приуроченных к сланцам, гнейсам, кварцитам, 0,003—0,15 л/с. Известняки питают родники с дебитами до 2,3 л/с. Колебания уровней грунтовых вод и дебитов питаемых ими родников по сезонам года целиком зависят от режима выпадения осадков и режима поверхностных водотоков. Минерализация воды в сланцах, гнейсах и кварцитах не превышает 0,5 г/л, в известняках увеличивается до 0,8 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод района сложена миоценовыми и четвертичными отложениями. С. Ф. Де Сильва (1955) отмечает, что в миоценовых известняках, развитых на западном побережье острова, формируются обильные запасы подземных вод.

Подземные воды аллювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений изучались А. В. Рожиным в бассейне р. Махавели-Ганга. По его данным, водовмещающими являются пески и гравийно-галечниковые накопления, местами с валунами, разделенные прослоями и линзами водоупорных глин. Мощность отложений 3—30 м. В аллювиально-пролювиальных отложениях грунтовые, реже напорные воды вскрываются колодцами на глубине 1—12 м. Дебиты колодцев и родников около 0,15 л/с, минерализация воды менее 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

В пределах равнины в разрезе аллювиальных отложений, мощность которых превышает 30 м, встречено несколько водоносных горизонтов. Амплитуда колебания уровня воды их достигает 6 м. Дебиты колодцев, каптирующих эти воды, 0.15—0,45 л/с, колодцев, пройденных в русловом аллювии, 0,4—1,5 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. В прибрежной зоне вследствие внедрения морских вод в некоторых колодцах минерализация воды увеличивается до 3—10 г/л.

На площади района имеется несколько термальных источников, расположенных близ г. Тринкомали.

X. ИРАВАДИЙСКО-САЛУИНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район находится в самой восточной части гидрогеологической области бассейна стока Индийского океана. Западная граница его проходит по Аракан-ской горной цепи, отделяющей этот район от Западно-Гатского. На востоке граница его совпадает с мировым водоразделом, делящим Тихоокеанскую и Индийскую области стока и представленным серией хребтов, поднимающихся на 2000 м и выше над уровнем моря. Северная часть района располагается в высоких горах Восточного Тибета (см. рис. 1).

Западная часть района относится к области кайнозойского тектогенеза, восточная — к мезозойской складчатой области. Главной структурной единицей первой является Бирманская впадина, обрамленная с западной и восточной сторон глубинными разломами, второй — относительно небольшая впадина Хтичар, выполненная красноцветными молассами. Обе впадины представляют собой внутренние области питания и накопления подземных вод одноименных бассейнов, а разделяющие и окаймляющие их горы — внешние области питания.

1. Бирманский артезианский бассейн

Западным обрамлением бассейна служат хребты Паткой, Нага, Лушай, Аракан-Йома, относящиеся к южной части восточного окончания Гималаев. На востоке граница бассейна проходит по хребтам Центральных Гималаев, продолжающихся в южном направлении на Малайский полуостров. Между ними располагается Бирманская впадина, в центральной части которой находится хр. Пегу-Йома. Западнее этого хребта протекает главная река Бирмы и описываемого бассейна — Иравади, восточнее — Ситаун. Озер в районе немного, но происхождение их разнообразное. Самое значительное озеро — Индоджи

расположено севернее Мьитчина. Большинство озер содержит пресную воду, используемую для орошения и водоснабжения. Характерной особенностью бассейна является наличие сухой зоны, лежащей ниже впадения р. Чиндуин в р. Иравади (между 20 и 23° с. ш.), в пределах которой последняя течет в песчаных отложениях собственных высоких террас.

Согласно А. В. Кучапяну (1953), хребты западного обрамления бассейна представляют собой сложный антиклинорий, в ядре которого залегают граниты, гнейсы, кристаллические сланцы докембрия — нижнего палеозоя (?), образующие небольшие поля, а крылья сложены преимущественно мезозойскими песчаниками, сланцами, известняками, кварцитами, на которых залегают эоценовые глины, песчаники, реже известняки. Породы имеют большую мощность, смяты в сложные складки и прорваны небольшими интрузиями ультраосновных и основных пород.

В строении гор восточного обрамления бассейна участвуют породы докембрия (гнейсы, сланцы, известняки), палеозоя (конгломераты, сланцы песчаники, известняки, доломиты, эффузивно-осадочные образования) и мезозоя (известняки, красные глины, конгломераты, сланцы, угли). Породы собраны в протяженные складки меридионального простирания и местами прорваны интрузиями мезозойских гранитов.

Бирманская впадина выполнена толщей меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Меловые отложения представлены конгломератами и песчаниками, залегающими на размытой поверхности метаморфических пород фундамента. Среди палеогеновых отложений установлены песчаники, глины, ракушечники, известняки, конгломераты, угли. На их размытой поверхности также с угловым несогласием располагаются отложения неогена, состоящие из чередующихся песчаников, конгломератов, глин, пачек эффузивов. Заканчивается разрез впадины четвертичными отложениями, из которых важнейшее значение имеют аллювиальные песчано-гравийно-галечные и глинистые образования долины р. Иравади и ее притоков, а также некоторых мелких рек, впадающих в Андаманское море.

Структура впадины представляется в виде крупного синклинория, поперечными перемычками разделенного на три впадины, или прогиба второго порядка (с севера на юг): Чиндуинская, Минбу и дельтовая. Восточнее хр. Пегу-Йома располагается небольшой Ситаунский прогиб, а севернее последнего, в верховьях р. Иравади, — Мандалайский. Важную роль в структуре бассейна играют разломы. Крупный глубинный разлом, проходящий на востоке бассейна, отделяет область мезозойской складчатости от области кайнозойского тектогенеза; второй глубинный разлом, менее протяженный, проходит по восточным подножиям гор западного обрамления бассейна; третий, отделяющий хр. Пегу-Йома от находящихся к востоку от него Ситаунского и Мандалайского прогибов, предположительно намечается в центральной части впадины.

Во внешней области питания бассейна имеются многочисленные родники, выходящие из различных по возрасту и составу пород. Так, Х. Л. Чхиббер (Chhibber, 1934) указывает на наличие многочисленных родников, приуроченных к пористым песчаникам и трещиноватым кварцитам, подстилающимся водонепроницаемыми сланцами. По М. М. Иваницину (Ivanitsin, 1962) среди осадочных и метаморфических пород палеозоя, триаса и юры наиболее водоносны палеозойские известняки. Они характеризуются широким развитием карста, в них местами пропадают целые реки и выходят на поверхность родники с расходом до 1 м³/с (Хехоу, Хоупонг, Лоуксак). Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,25—1 г/л. Значительно распространены в северной части

Бирмы, в пределах Шанского нагорья, в хр. Тепассерим и в центральной части Бирмы воды, формирующиеся в трещинах эффузивов кислого и основного состава и интрузивных пород. Особенно много родников отмечается вокруг вулкана Попа, располагающегося на северо-западном склоне хр. Пегу-Пома (в группе вулканов Чиндуин). Дебиты их в декабре превышают 12 л/с. Вода имеет минерализацию до 0,3 г/л и широко используется для водоснабжения населенных пунктов. К востоку от р. Ситаун много родников с пресной водой наблюдается в поле развития гнейсов. Режим дебитов и минерализация воды зависят от режима выпадения атмосферных осадков.

Таблица 50

Глубина, м	Количество минеральных солей, эквивалентное хлористому натрию, г/л	Примечания
Структура Сарабади 1		
100—650	Менее 2,5	
650—850	» 2	
850—1000	» 4	
1000—1170	» 1,25	
1170—1500	» 4,8	
1500—1600	До 16	
1600—2000	Около 23	
2000—3000	» 12	
3000—4300	» 22	
Структура Павагон 1		
65—320	Менее 2,3	
320—1260	» 4,5	
1265—1460	» 1,7	
1460—1530	—	Прогрессивное повышение минерализации
1530—2000	Менее 1,3	
2000—2630	» 7,5	
2630—2900		Глинистый сланец
2900—2930	Менее 16	
2930—3330	—	То же
3330—3500	Менее 16	

Во внутренней области питания бассейна, по данным М. М. Иванщина, верхнемеловые — эоценовые отложения в центральной части хр. Аракан-Пома и в холмах Чин состоят из песчаников, гравия и сланцев, из которых выходят родники с соленой водой, используемой для выварки соли. Отложения эоцена, олигоцена и миоцена распространены в центральной и западной частях впадины. Они не выдержаны ни в разрезе, ни по простиранию, что свидетельствует о непостоянстве формирующихся в них водоносных горизонтов и о возможной гидравлической связи их друг с другом. Глубина залегания воды и величины напоров самые различные. В некоторых пунктах, как, например, по восточную сторону гор западного обрамления бассейна, пьезометрические уровни этих вод при вскрытии скважинами, по-видимому, будут подниматься значительно выше поверхности земли. На это, в частности указывают грязевые вулканы высотой до 12—15 м, находящиеся в округах Миннбу, Проме и Хендаза. М. М. Иванщин наблюдал в поле развития этих пород выходы родников. Минерализация воды 1,12—10,1 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Максимальной минерализацией отличаются родники, связанные с нефтеносными отложениями. Вода из них иногда изливается вместе с грязью, газами и нефтью при извержении грязевых вулканов. И родники, и вулканы приурочены к зонам разломов, часто располагающимся в сводовых частях антиклинальных структур. М. М. Иванщин указывает, что там, где пески и песчаники эоцена — миоцена хорошо промыты, в них может формироваться пресная вода. По К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны . . .», 1965), пористость олигоценовых и нижнемиоценовых песчаников, вскрытых на глубине 100—1800 м, изменяется от 15 до 35%, а проницаемость — от нескольких десятков до 2000 мд, составляя в среднем около 200 мд. По-видимому, эти показатели фильтрационных свойств можно распространить и на водоносные песчаники. В целом они весьма непо-

стоянные, что позволяет сделать заключение и о весьма пестрой их водоносности.

В наиболее погруженных частях Бирманской впадины, соответствующих Чиндуинскому, Минбу, дельтовому, Ситаунскому и Мандалайскому прогибам, существуют затрудненные условия водообмена и здесь формируются высокоминерализованные воды хлоридного натриевого, а возможно, и натриево-кальциевого состава. Изменение минерализации воды по глубине в нефтеносных структурах Сараввади 1 и Павагон 1 прогибов показано в табл. 50.

На обеих структурах минерализация воды с глубиной закономерно повышается, однако не столь интенсивно, как это обычно наблюдается в нефтеносных структурах бассейнов, лишенных стока в океан.

В табл. 51 приведен состав воды олигоцен-миоценовых отложений, вскрытых на нефтяном месторождении Чаук (У Маунг Тин, 1970). Вода по всему разрезу месторождения хлоридная натриевая, но изменение минерализации ее по глубине не столь закономерно, как на структурах Сараввади и Павагон, что связано, возможно, с недостатками опробования.

Таблица 51

Глубина отбора пробы, м	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв						Минерализация, г/л	Формула химического состава
	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-		
300—500 ниже уровня моря	1396	64	15	2020	20	370	3,8	$\frac{Cl90HCO_39}{Na93Ca5}$
	60,72	3,19	1,23	56,97	0,42	6,06		
	93	5	2	90	1	9		
	3121	114	19	4840	28	358	8,5	$\frac{Cl96HCO_34}{Na95Ca4}$
	135,75	5,69	1,56	136,5	0,58	5,87		
	95	4	1	96	—	4		
	3928	128	19	6120	24	346	10,6	$\frac{Cl97HCO_33}{Na95Ca4}$
	170,85	6,39	1,56	172,6	0,5	5,67		
	95	4	1	97	—	3		
510—750 ниже уровня моря	2552	35	19	3560	16	800	7,2	$\frac{Cl88HCO_312}{Na97}$
	111	1,75	1,56	100,4	0,33	13,11		
	97	2	1	88	—	12		
	3458	71	36	4900	251	887	9,5	$\frac{Cl88HCO_39}{Na96}$
	150,41	3,54	2,96	138,19	5,23	14,54		
	96	2	2	88	3	9		
750—960 ниже уровня моря	2476	50	6	3460	20	760	6,8	$\frac{Cl89HCO_311}{Na98}$
	107,69	2,49	0,49	9758	0,42	12,46		
	98	2	—	89	—	11		
	4567	71	28	6450	20	1207	12,3	$\frac{Cl90HCO_310}{Na97}$
	198,64	3,54	2,3	181,91	0,42	19,78		
	97	2	1	90	—	10		
2100 ниже уровня моря	2685	90	10	3200	185	1641	7,9	$\frac{Cl75HCO_322}{Na95Ca4}$
	116,78	4,49	0,82	90,25	3,85	26,9		
	95	4	1	75	3	22		

Верхнемиоцен-плиоценовые отложения (серия иравади) распространены в центральной части впадины. Они состоят из песков, песчаников, гравия, конгломератов, каменной соли и глин. Главными водосодержащими породами

являются пески и песчаники. Минерализация воды колодцев 0,3—8,62 г/л. Слабоминерализованные воды смешанные по катионам и анионам, высокоминерализованные — хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные натриевые.

Среди четвертичных отложений важнейшее значение имеют аллювиальные образования речных долин, в частности рек Иравади и Ситауп. Они представлены гравием, песками, глинами, илами. Мощность отложений очень большая. Скважины глубиной до 150 м, пройденные в районе г. Рангун, из аллювиальных песков не вышли. На участках, где пески залегают первыми от поверхности земли вода в них встречается на глубине 1,9—6 м; там же, где они перекрываются глинами, на глубине до 50 м, причем вода становится напорной и уровень ее местами устанавливается на 0,4—1,5 м над устьем скважины. На некоторых участках сухой зоны бассейна вода в этих отложениях находится на глубине 12—30 м. Глубина скважин обычно 30—50 м, некоторых колодцев 60—90 м.

По данным Н. Лейсестора (1932 г.), для водоснабжения Рангуна построено значительное количество буровых колодцев глубиной 21—150 м. Дебиты колодцев от долей до 37,4 л/с. Режим дебитов зависит от режима осадков. Наблюдения за притоками воды к скважинам, проведенные Технологическим институтом в Инсейне, показали, что до наступления сезона дождей они постепенно понижаются, а после значительно повышаются и достигают максимума в конце сезона дождей.

Уровень воды в скважинах зависит и от приливно-отливных явлений на реках. М. М. Иваницин (Ivanitsin, 1962) отмечает, что уровни воды колеблются от 3,6 до 7,5 м, а минерализация — от 0,1 до 2,42 г/л. Последняя существенно увеличивается во время приливов, когда одновременно возрастает и содержание хлора в воде, и уменьшается во время отливов. Пресные воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциево-магниевые, солоноватые — хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Грунтовые воды в аллювиально-пролювиальных отложениях распространены в речных долинах, расчленяющих хребты внешней области питания бассейна и хр. Пегу-Нома. Водовмещающие породы представлены песками и гравийно-галечными накоплениями. Мощность отложений в районе г. Ямесина 430 м, в 40 км южнее этого пункта — 90 м, в других местах, по-видимому, не менее 160 м. Глубина скважин, пройденных в этих отложениях, 30—150 м. Вода встречена на глубине 1,6—16 м, минерализация ее 0,32—0,78 г/л, но в сухой зоне бассейна увеличивается до 6,5 г/л, состав слабоминерализованных вод гидрокарбонатный, соленых преимущественно хлоридный, по катионам смешанный.

Во внешней области питания бассейна имеется много термальных источников, приуроченных к зонам разрывных нарушений. Во внутренней области питания бассейна термальные воды, очевидно, насыщают глубокие горизонты осадочного чехла, на что, в частности, указывает температура грязи (30—38° С), измеренная при извержениях грязевых вулканов (Толоконникова, 1959). Эти воды представляют интерес и как минеральное сырье. Как уже отмечалось, в некоторых пунктах бассейна из соленых вод глубоких горизонтов, выходящих в виде родников, вываривают поваренную соль. Но в этих водах, по-видимому, содержатся также бром, иод, бор, литий и другие микрокомпоненты.

Таким образом, из приведенных материалов видно, что для подземных вод бассейна в целом характерна прямая вертикальная зональность в изменении их химического состава и, вероятно, температуры, а для зоны активного водообмена — и горизонтальная.

Восполнение ресурсов подземных вод бассейна осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь поверхностного стока. Глубокие водоносные горизонты его разгружаются через разрывные дислокации, а подземные воды зоны активного водообмена — еще и через гидрографическую сеть.

Водообеспеченность бассейна пресными водами в целом высокая, но неравномерная. С целью водоснабжения на его территории построено более 20 тысяч копаных колодцев и более 5000 буровых. Наиболее водообеспечены долины рек Иравади, Ситтаун и их притоков. М. М. Иванцин для этих долин подсчитал статические запасы подземных вод, которые оказались равными $14 \cdot 10$ м³. Указанным количеством воды можно орошать более 4,5 млн. акров земли в течение 100 лет. Этот исследователь для отдельных участков бассейна произвел также оценку естественных ресурсов подземных вод. Для сухой зоны бассейна (площадь 62 тыс. км²) они оцениваются в 126 м³/с, для дельты Иравади (30 тыс. км²) — 132 м³/с и для Шанского нагорья (128 тыс. км²) — 200 м³/с. Эти запасы будут несколько больше в дождливый сезон и меньше в сухой. Водоснабжение столицы Бирмы — г. Рангун осуществляется частично за счет подземных вод, забираемых с помощью скважин из аллювиальных отложений долины р. Иравади, частично за счет искусственного оз. Хлавга, находящегося севернее города.

2. Хтичарский артезианский бассейн

Этот бассейн является крайним восточным бассейном описываемой гидрогеологической области. Он охватывает бассейн стока р. Салуин, впадающей с севера в Андаманское море, и целиком находится в Бирманско-Малайской мезозойской складчатой зоне. Внешняя область питания бассейна представлена хребтами южного окончания Центральных Гималаев, сложенных в основном теми же возрастными комплексами разнообразных по составу пород, что и внешняя область питания Бирманского бассейна.

Подземная вода накапливается в зоне экзогенной трещиноватости пород, а в известняках, кроме того, — в карстовых полостях и кавернах, в долинах рек, расчленяющих горы, — в аллювиально-пролювиальных и аллювиальных отложениях. В связи с обильными осадками родники, особенно приуроченные к известнякам, отличаются высокими дебитами и дают начало многочисленным мелким рекам. Лишь в сухой период года уровень воды несколько падает и дебиты родников уменьшаются. Вода пресная гидрокарбонатная кальциевая, в известняках более минерализованная, чем в других породах.

Хтичарская впадина, находящаяся в устье р. Салуин, является внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна. Она выполнена красноцветными молассами кайнозоя, на которых располагаются аллювиальные образования р. Салуин и ее притоков. Е. С. Постельников и др. (1964) указывают на наличие здесь угленосных отложений и нефтеносных сланцев неустановленного возраста.

В верхних горизонтах палеоген-неогеновых отложений, вероятно, формируются пресные гидрокарбонатные воды, которые на более значительных глубинах сменяются солоноватыми и солеными гидрокарбонатно-хлоридными или хлоридными патриевыми с минерализацией 8—10 г/л, возможно, термальными.

Важное практическое значение во внутренней области питания принадлежит аллювиальным отложениям р. Салуин и ее притоков, в которых скапливаются огромные ресурсы пресных грунтовых вод гидрокарбонатного кальцие-

во-натриевого состава. На использовании этих вод в Хтичарской впадине основано водоснабжение г. Моламьяйна и других населенных пунктов. Вода располагается на небольшой глубине, дебиты скважин высокие. Режим аллювиальных вод зависит от режима выпадения осадков, речных вод и приливно-отливных явлений на море.

Учитывая большое количество осадков, широкое развитие гидрографической сети и значительную мощность водовмещающих четвертичных отложений, бассейн можно отнести к высокообеспеченным подземными водами. Наряду с пресными водами здесь встречаются проявления минеральных вод различного состава, связанные с зонами тектонических нарушений.

XI. ЗАПАДНО-МАЛАККСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район охватывает западную часть Малаккского полуострова (см. рис. 1). На его территории располагаются хребты Била, Пукет и Луанг, которые обрамляются низменными предгорными равнинами с островными возвышенностями, в устьях рек и на морском побережье выделяются аллювиальные и приморские равнины.

Район целиком входит в Бирманско-Малайскую мезозойскую складчатую зону. Наиболее древними образованиями выступов фундамента этой зоны являются породы верхнего докембрия, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, амфиболитами, перидотитами. Выше залегают филлиты, глинистые сланцы, кварциты, песчаники, аргиллиты, известняки верхнего докембрия — нижнего палеозоя, а еще выше — мергели, известняки, аргиллиты, сланцы, песчаники, доломиты ордовика — карбона. Геосинклинальные образования зоны в нижнем структурном ярусе сложены известняками и глинистыми сланцами, переслаивающимися с пирокластами и экструзиями вулканической серии, конгломератами, песчаниками и мергелями верхнего палеозоя. На этих породах залегают триасовые песчаники, сланцы и конгломераты с прослоями кварцитов, филлитов и известняков.

Отложения орогенного яруса, развитые главным образом в отдельных изолированных впадинах, сложены мезозойскими конгломератами, песчаниками, сланцами, глинами, мергелями, известняками, местами с вкраплениями соли. Широко распространены в Бирманско-Малайской зоне молодые граниты, образующие крупные удлиненные батолиты, приуроченные к ядрам антиклинальных структур.

Прибрежные равнины сложены, по-видимому, палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями, среди которых наиболее распространены аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса и аллювиальные отложения речных долин.

В скальных породах, слагающих преимущественно положительные формы рельефа, подземная вода накапливается в трещинах осадочно-метаморфических, нормально-осадочных и интрузивных пород, в карстовых полостях, трещинах и кавернах известняков. Дебиты родников, выходящих из осадочных и осадочно-метаморфических пород, не превышают 1 л/с. Более высокими дебитами (5—10 л/с, возможно, и более) характеризуются родники, приуроченные к известнякам и зонам тектонических нарушений. В сухой период многие родники перестают функционировать. В районе г. Сунгей-Патани в провинции Кедах скважина, вскрывшая воду в зоне тектонического нарушения, имела дебит 7,5 л/с (Renwick, 1963). Минерализация воды в скальных породах не превышает 0,2—0,3 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый

и кальциево-натриевый. В зонах тектонических нарушений она несколько выше.

В верхней части разреза палеоген-неогеновых отложений, слагающих прибрежные равнины, формируются пресные воды, на более значительных глубинах солоноватые и соленые с минерализацией до 8—10 г/л, по составу гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или хлоридные натриевые. Определенное практическое значение имеют здесь воды четвертичных аллювиальных отложений, мощность которых иногда превышает 100 м. В составе аллювиальных отложений преобладают обычно слабопроницаемые глинистые фации. Местами в них отмечаются крупные песчаные линзы, содержащие воду высокого качества. Однако в целом отсутствие в районе коллекторов, способных аккумулировать крупные ресурсы пресных подземных вод, не позволяет отнести его к высокообеспеченным.

На территории района известны многочисленные проявления термальных подземных вод, приуроченные к тектоническим нарушениям. Температура воды их иногда превышает 90° С.

XII. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН СУБМАРИННЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

1—3. Аравийский, Бенгальский и Андаманский артезианские бассейны

В пределах этого гидрогеологического района условно выделяются три субмаринных артезианских бассейна: Аравийский, Бенгальский и Андаманский, соответствующие трем впадинам одноименных морей. Согласно А. Л. Яншину и др. («Тектоника Евразии», 1966), кристаллическим основанием Аравийского бассейна служат породы Западно-Индоокеанской плиты, Бенгальского — Центрально-Индоокеанской и Андаманского — Восточно-Индоокеанской. Аравийский бассейн отделяется от Бенгальского Чагос-Лаккадивской горстовой зоной, а последний от Андаманского — Восточно-Индоокеанским поднятием.

Внутреннее строение Андаманского бассейна более сложное, чем Аравийского и Бенгальского. В структуре его дна помимо Восточно-Индоокеанской плиты выделяются поднятие Зондского вала и следующий за ним одноименный геосинклинальный желоб. За этим желобом располагаются цепочки Андаманских и Никобарских островов, образующих небольшие дуги, выпуклой частью обращенные на запад.

Одна из характерных особенностей бассейнов — наличие мощной толщи морских осадков на поверхности их основания, формировавшейся в различные этапы геологического развития. Мощность осадочного чехла в Аравийском бассейне 1—2,5 км, Бенгальском до 2,5 км, Андаманском до 1,5 км.

Вторая важная особенность бассейнов — повсеместное развитие материковых отмелей. Наиболее значительное мелководье, расположенное к западу от кайнозойской складчатой системы Бирмы, формируется в дельте Ганга. Далее на запад эта полоса резко сужается и вновь несколько расширяется лишь на западном побережье Индостана. Ширина ее в различных местах изменяется от 20 до 180 км. Отмель имеет хорошо выровненную поверхность с внешним краем, находящимся на глубине 20—180 м.

Третья характерная особенность бассейнов — широкое развитие разрывных нарушений типа сбросов, особенно на площади Андаманского бассейна.

Состав осадочного чехла бассейнов неоднороден. Наиболее грубые осадки формируются в прибрежной зоне морей, где, по-видимому, водоносность пород наиболее высокая. С удалением от берега осадки становятся тоньше, водоотдача

их уменьшается. Возможно, что в осадочных накоплениях отмелей наряду с грунтовыми водами имеются напорные, пьезометрический уровень которых при вскрытии будет устанавливаться выше поверхности моря.

Химический состав воды, скопившейся в осадочном чехле бассейнов, до определенной глубины, очевидно, соответствует составу морской воды. Огромные массы пресной подземной и речной воды, поступающие в бассейн со стороны материка, дают основание утверждать, что воды осадков прибрежной отмели минерализованы слабее, чем воды более удаленных от берега частей бассейнов. С глубиной минерализация воды, по-видимому, увеличивается, но не исключено, что под более минерализованными водами верхних частей разреза чехла сформировались пресные или слабосолоноватые подземные воды, как это установлено в некоторых других субмаринных бассейнах Земли.

Обилие разрывных нарушений и приуроченных к ним подводных вулканов с достаточным основанием позволяет предполагать наличие связанных с ними проявлений минеральных вод, среди которых имеются холодные и теплые углекислые, а также термальные азотные.

Д. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ БАССЕЙНА СТОКА ТИХОГО ОКЕАНА

Эта огромная область (площадь 9,98 млн. км²) включает следующие гидрогеологические районы: Анадырский, Южно-Корякский, Охотский, Удско-Тугурский, Монголо-Амурский, Сихотэ-Алиньский, Ордосский, Северо-Китайский, Северо-Корейский, Южно-Корейский, Янцзыйский, Южно-Китайский, Сицзянский, Индокитайский, Восточно-Вьетнамский, Восточно-Малаккский, Южно-Хайнаньский и Тихоокеанских островных дуг (см. рис. 1).

1. АНАДЫРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает крайнюю северо-восточную часть материка. На большей части площади характеризуется средне- и низкогорным рельефом, равнинные пространства наблюдаются в его прибрежной и центральной частях. Он целиком располагается в области непрерывно-прерывистого распространения многолетнемерзлых пород мощностью до 200 м. В этом районе выделяются три артезианских бассейна: Анадырский, Опухско-Пекульнейский и бухты Угольной.

Внешние области питания бассейнов сложены породами палеозоя — неогена. Палеозойские образования, обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур, представлены кристаллическими сланцами, яшмами, кварцитами, мраморизованными известняками, гравелитами, метаэффузивами. Дебиты родников, выходящих из них, 0,2—3 л/с, минерализация воды 0,08—0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Юрские образования состоят из песчаников, аргиллитов, конгломератов, эффузивов и их туфов. Подземные воды их не изучены. Меловые отложения сложены песчаниками, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфогенными песчаниками. Дебиты родников от 0,2 до нескольких литров в секунду, воды гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые с минерализацией 0,02—0,1, иногда до 1 г/л. В разрезе мезо- и кайнозойской толщи эффузивов Охотско-Чукотского пояса установлены андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты, туфы и туфобрекчии. Наличие на площади распространения этих пород гигантских наледей свидетельствует о их высокой водоносности.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов представлены одноименными впадинами и прогибом. Анадырская впадина выполнена отложениями верхнего мела и палеогена — неогена мощностью до 6000 м, Опухско-Пекульнейская и бухты Угольной — палеоген-неогеновыми отложениями мощностью в первой до 8000 м (Гладенков, 1964), а во второй — 500—1000 м. Водоносность верхнемеловых отложений не изучена, водовмещающими в палеогене — неогене являются конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли. Водоносность пород слабая. Дебиты скважин, пройденных в Анадырской впадине, 0,1—0,4 л/с, а в бухте Угольной — 0,5—2,2 л/с. Минерализация воды соответственно 23,6—70 и 0,5—1,6 г/л; состав в первой впадине хлоридный натриевый, во второй в верхней части гидрокарбонатный, реже сульфатный натриевый, в глубоких горизонтах, вероятно, хлоридный патриевый, минерализация высокая.

К четвертичным отложениям мощностью несколько десятков метров приурочены надмерзлотные воды и воды подрусловых таликов. Последние имеют большое значение. Дебиты скважин, пройденных в них в Анадырской впадине, 5—15 л/с, вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией до 0,5—1 г/л.

На крайнем северо-востоке района, в пределах Чукотского полуострова, имеется несколько термальных азотных источников с температурой воды 35,5—95° С. Состав воды хлоридный натриево-кальциевый, минерализация 1,5—18,1 г/л.

Обеспеченность района пресными подземными водами вследствие широкого развития многолетнемерзлых пород, очевидно, слабая.

II. ЮЖНО-КОРЯКСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Большая часть района характеризуется средне- и низкогорным рельефом, равнины приурочены к долинам рек и впадинам. На площади его широко распространены многолетнемерзлые породы мощностью от 20 до 120 м, на севере образующие непрерывные толщи, а на крайнем юге — небольшие острова.

Основная часть района входит в состав Корякской складчатой системы, принадлежащей к тыловой зоне Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, западный участок относится к Охотско-Чукотскому сегменту Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. Здесь выделяются Майнско-Таловская, Западно-Корякская, Пылгинская и Олюторская зоны поднятий, совпадающие с горными хребтами, и Пенжинская, Таловская и Олюторская впадины, соответствующие зонам прогибания. Зоны поднятий служат внешними областями питания, а впадины — внутренними областями питания и накопления подземных вод бассейнов, имеющих те же названия (см. рис. 1).

Внешние области питания последних сложены палеозойскими, мезозойскими, палеоген-неогеновыми и древнечетвертичными образованиями. Палеозойские отложения представлены филлитами, кварцитами, сланцами, туфопесчаниками, известняками. Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи мезозоя мощностью более 5000 м состоят из конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, сланцев, спилитов, яшм, туфопесчаников, базальтов, андезитов и их туфов. В разрезе палеогена — неогена установлены конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, андезиты, базальты, дациты общей мощностью 9000—10 000 м. Четвертичные образования сложены лавами базальтов, андезито-базальтов и андезитов мощностью более 300 м. Гранитоидные интрузии развиты слабо.

В перечисленных породах установлены надмерзлотные и подмерзлотные воды. Надмерзлотные воды в летний период и в самом начале осени питают родники с дебитами 0,05—0,5 л/с, зимой они перемерзают. Вода гидрокарбонатно-хлоридная натриевая с минерализацией не более 0,1 г/л. Подмерзлотные воды имеют напорный режим. Дебиты родников от 0,3 до 8 л/с, а некоторых из них, связанных с вулканогенными породами, достигают 50—100 л/с. Воды четвертичных эффузивов питают родники с дебитами 0,8—12 л/с, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам смешанный, минерализация до 0,2—0,3 г/л. К зонам тектонических нарушений приурочены родники с сульфатной водой, минерализация которой достигает 1,7 г/л.

Фундаментом Пенжинской, Таловской и Олюторской впадин служат нижнемеловые сильнодислоцированные и метаморфизованные породы, а чехлом — верхнемеловые — четвертичные осадочные и местами вулканогенные образования.

Отложения верхнего мела, палеогена и неогена представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а в Олюторской впадине еще и вулканогенно-кремнистыми породами. Большая мощность отложений и наличие в них признаков нефтегазоносности дают основание предполагать, что в глубоких горизонтах впадин существуют затрудненные условия водообмена и сформировались высокоминерализованные хлоридные натриево-кальциевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с бромом и иодом.

Верхнюю часть осадочного чехла впадин слагают четвертичные отложения, содержащие кроме прибрежных участков пресную гидрокарбонатную и гидрокарбонатно-хлоридную натриево-кальциевую и кальциево-магниевую воду и характеризующиеся слабой водоносностью. Вода прибрежных участков хлоридная натриевая с минерализацией 1—2,5 г/л, на отдельных площадях до 5,8 г/л.

Водообеспеченность района высокая, за исключением морских побережий, где подземные воды засолены и для водоснабжения используются поверхностные воды.

III. ОХОТСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Граница района проходит по водораздельной линии между областями стока Северного Ледовитого и Тихого океанов (см. рис. 1). Рельеф района характеризуется сложным сочетанием весьма разнообразных преимущественно низкогорных и среднегорных, сильнопенепленизированных и расчлененных эрозией форм, на фоне которых выделяются высокогорные хребты. Равнинные пространства занимают небольшие участки главным образом вдоль морского побережья. Широко распространены многолетнемерзлые породы мощностью от первых десятков до 200 м и более.

Интенсивно метаморфизованные докембрийские и палеозойские отложения, довольно широко распространенные на территории района, представлены гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, известняками, доломитами, мергелями, песчаниками. В зоне непрерывно-прерывистого распространения многолетнемерзлых пород в этих породах формируются напорные воды. Дебиты родников от 0,02 до 15 л/с, на участках распространения закарстованных известняков иногда достигают сотен литров в секунду. Минерализация воды 0,07—0,91 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-натриево-магниевый. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы мезозоя образованы песчаниками, сланцами, алевролитами и туфоконгломератами. Дебиты родников, получающих питание из этих пород,

0,3—20, иногда до 200 л/с; дебиты скважин 0,02—12 л/с. Минерализация воды 0,09—1,4, в среднем 0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый.

В пределах зоны островного распространения многолетнемерзлых пород, прослеживающейся на расстоянии 80—90 км от берега моря, в зоне экзогенной трещиноватости докембрийских, палеозойских и мезозойских пород формируются преимущественно грунтовые воды. Дебиты родников 0,1—1,3 л/с. Минерализация воды 0,03—0,07 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый.

На площади распространения эффузивных промороженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса вода залегает на глубине от долей метра до нескольких десятков метров. Дебиты родников 0,6—10 л/с, скважин до 0,5—0,8 л/с. Минерализация воды 0,024—0,12 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный кальциево-натриево-магниевый.

Широко распространенные в районе разнообразные интрузивные породы, главным образом юрские и меловые, питают родники с дебитами (в зонах разломов) до 25 л/с и более, дебиты скважин 0,03—10,4 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая и гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциево-магниевая с минерализацией 0,04—0,09 г/л.

Четвертичные отложения представлены песчано-глинистыми образованиями, в долинах рек с галькой, гравием и валунами. Дебиты родников, выходящих из них, 0,01—10 л/с, скважин 0,01—2,2 л/с. К подрусловым и подозерным таликам мощностью до 35 м приурочены родники с дебитами 0,05—12 л/с, дебиты скважин 0,2—17 л/с. Минерализация воды 0,04—0,82 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный кальциево-натриево-магниевый.

Прибрежные впадины района — Верхне-Челомджинская, Нижне-Тауйская, Ольская, Мелководнинская, Ямская и Кухтуйская — выполнены неогеновыми и четвертичными отложениями, местами промороженными. Первые представлены галечниками, песчаниками, песками, глинами, конгломератами и пластами бурого угля. В Мелководнинской впадине вода вскрыта под толщей мерзлых пород в интервале 94,4—214 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 48—50 м, в отдельных пунктах скважины фонтанировали. Дебиты 0,88—5,5 л/с. В остальных впадинах вода встречается на глубине 1,4—45 м. В Ольской впадине отложения неогена питают несколько родников с дебитами 0,06—8 л/с. Минерализация воды 0,16—0,24 г/л, но с глубиной увеличивается до 6,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый, глубоких вод — хлоридный натриево-кальциевый.

Из четвертичных отложений, имеющих мощность 5—120 м, выходят родники с дебитами 0,1—8 л/с, дебиты скважин 0,1—17 л/с. Минерализация воды 0,04—0,884 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый, реже хлоридный натриевый.

На территории района имеется несколько термальных источников с хлоридной натриево-кальциевой водой, минерализация которой от 1,6 до 16 г/л.

IV. УДСКО-ТУГУРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

На площади района располагается пять артезианских бассейнов, названных по одноименным впадинам (см. рис. 1).

1—5. Удский, Торомский, Тугурский, Ульбанский и Усалгинский артезианские бассейны

Внешние области питания бассейнов представлены хребтами Джугджур, Становой, Джугдыр, Джагды, Селемджинский, Тайнанский, Бюко, Альский, Ям-Алинь, Меванджа, Тугурский, Магу, Укурупру, Кивун, Мевачан. Перечисленные хребты сложены архейско-протерозойскими и палеозойскими метаморфическими образованиями, мезозойскими песчанико-сланцево-эффузивными породами и разновозрастными интрузиями гранитоидов. Во внешней области питания Удского бассейна надмерзлотные воды питают родники с дебитами 0,1—1,5 л/с, а подмерзлотные — около 1—1,5 л/с, в некоторых пунктах до 100—120 л/с. В горном обрамлении Торомского бассейна в зависимости от рельефа вода встречается на глубине от 2 до 30 м. Дебиты родников от сотых долей до 0,5—0,6 л/с, в зонах разломов достигают 1—2 л/с. Во внешних областях питания Тугурского, Ульбанского и Усалгинского бассейнов у подножий горных возвышенностей зеркало воды располагается на глубине 1—5 м, а на высоких склонах гор — на глубине 30—100 м. Водоносность пород слабая, дебиты родников обычно не превышают 2 л/с и только в зонах разломов возрастают до 3—5 л/с.

Минерализация воды 0,03—0,17 г/л, в единичных случаях до 0,7 г/л, состав ее чаще всего гидрокарбонатный кальциево-магниевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и натриево-кальциевый.

Внутренние области питания, представленные указанными впадинами, сложены юрскими конгломератами, песчаниками, порфиритами, алевролитами и аргиллитами (Удский и Торомский бассейны), нижнемеловыми эффузивами среднего и кислого состава (Удский бассейн), меловыми — палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями (Торомский бассейн), осадочными породами палеогена — неогена (все бассейны, за исключением Удского) и четвертичными отложениями, распространенными повсеместно.

Водоносность юрских отложений установлена лишь в Удском бассейне, где единичные скважины вскрыли воду в порфиритах и показали дебит 0,79—10 л/с при понижениях уровней соответственно на 43,5 и 14 м. Минерализация воды 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Подземные воды нижнемеловых эффузивов не изучены. В палеоген-неогеновых отложениях Торомской впадины, в краевой ее части, вода вскрывается на глубине 1,5—20 м. Высоководоносны во всех бассейнах аллювиальные отложения. В Удском бассейне дебиты пройденных в них скважин достигают 9 л/с при понижении уровней до 9 м, в Торомском бассейне в одноименной долине — от 3 до 7 л/с при понижении уровней на 3—4 м, в Тугурском бассейне дебиты шахтных колодцев 0,3—0,7 л/с. Во всех бассейнах вода пресная с минерализацией 0,02—0,2 г/л гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава; в прибрежной зоне минерализация увеличивается до 1 г/л, состав становится хлоридно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым и натриево-кальциевым.

Водообеспеченность района высокая. Прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод оцениваются И. Б. Райхлиным по Удскому бассейну в 8,5 м³/с, Торомскому — 0,6, Тугурскому — 6,86, Ульбанскому и Усалгинскому — 0,7 м³/с.

В Торомском бассейне находят известные Альские термальные источники, выходящие из зоны разлома в гранитах и имеющие дебит около 2,5 л/с. Температура воды 21,2° С, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый, минерализация 0,095 г/л (Богатков, 1967).

V. МОНГОЛО-АМУРСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот большой район включает 23 различных по размеру артезианских бассейна, из которых 22 располагаются на территориях Монголии и Советского Союза и сведения о подземных водах их так или иначе освещались в отечественной литературе (рис. 42). В связи с этим мы сочли возможным дать отдельное описание лишь слабо изученного бассейна Сунляо, находящегося в Северо-Восточном Китае, а остальные бассейны разделить на две группы и дать их общую характеристику, дополнив ее по некоторым бассейнам новыми, не публиковавшимися данными, полученными в результате продолжающихся гидрогеологических исследований на площади бассейнов.

1—17. Нилгинский, Ононский, Торейский, Керулено-Западно-Урулюнгуйский, Далайнорский, Тургино-Харанорский, Борзинский, Ундино-Даинский, Борчжигентуйско-Цугуловский, Арбагарский, Читино-Ингодинский, Шилкинский, Букачачинско-Зюльзинско-Оловский, Ундургинско-Зиловский, Верхне-Зейский, Зейско-Буреинский и Буреинский артезианские бассейны

Бассейны занимают площадь верхнего и среднего течения бассейна Амура, на западе начинающуюся в истоках р. Керулен на территории Восточной Монголии, а на востоке достигающую бассейнов рек Зеи и Буреи. Эта территория находится в области островного распространения многолетней криолитозоны, мощность которой и размеры, а также частота встречаемости образуемых ею островов закономерно увеличиваются с юго-запада на северо-восток.

Основными положительными орографическими элементами рельефа, располагающимися на этом пространстве, являются горная страна Хэнтэй и горы, переходные от нее к пустыне Гоби, а также различные по размерам и морфологической выраженности хребты Онон-Бальдиканский, Становик, Эрмана, Нерчинский, Кукульбейский, Большой Хинган, Кличкинский, Аргуньский, Адун-Челон, Нерчинский, Ононский, Борщовочный, Могойтуйский, Яблоновый, Черского, Даурский, Нерчинско-Куэнгский, Алеурский, Шилкинский, Джагды Тукурингра, Становой, Тукурингра, Соктохан, Селемджинский, Турана, Малый Хинган, Буреинский. Между этими хребтами в той же последовательности с запада на восток располагаются Нилгинская, Ононская, Торейская, Гертуинская, Суминнурская, Цагансомонская, Сенокосная, Цахилдакская, Харанурская, Балагонская, Баинобосомонская, Буирнурско-Далайнорская, Аргуньская, Восточно-Урулюнгуйская, Тургинская, Цугуловская, Арбагарская, Читино-Ингодинская, Шилкинская, Букачачинская, Зюльзинская, Ундургинская, Зиловская, Верхне-Зейская, Зейско-Буреинская и Буреинская впадины.

Отдельные впадины или их совокупности с обращенными к ним соответствующими склонами хребтов образуют названные артезианские бассейны.

В геологическом строении внешних областей их питания участвуют отложения докембрия, палеозоя и мезозоя, а также разновозрастные интрузивные образования. Докембрийские отложения представлены терригенными метаморфическими породами, кристаллическими известняками, доломитами, метаэффузивами, яшмами, амфиболитами, кварцитами, гнейсами. В разрезах палеозойских отложений наблюдаются конгломераты, песчаники, сланцы,

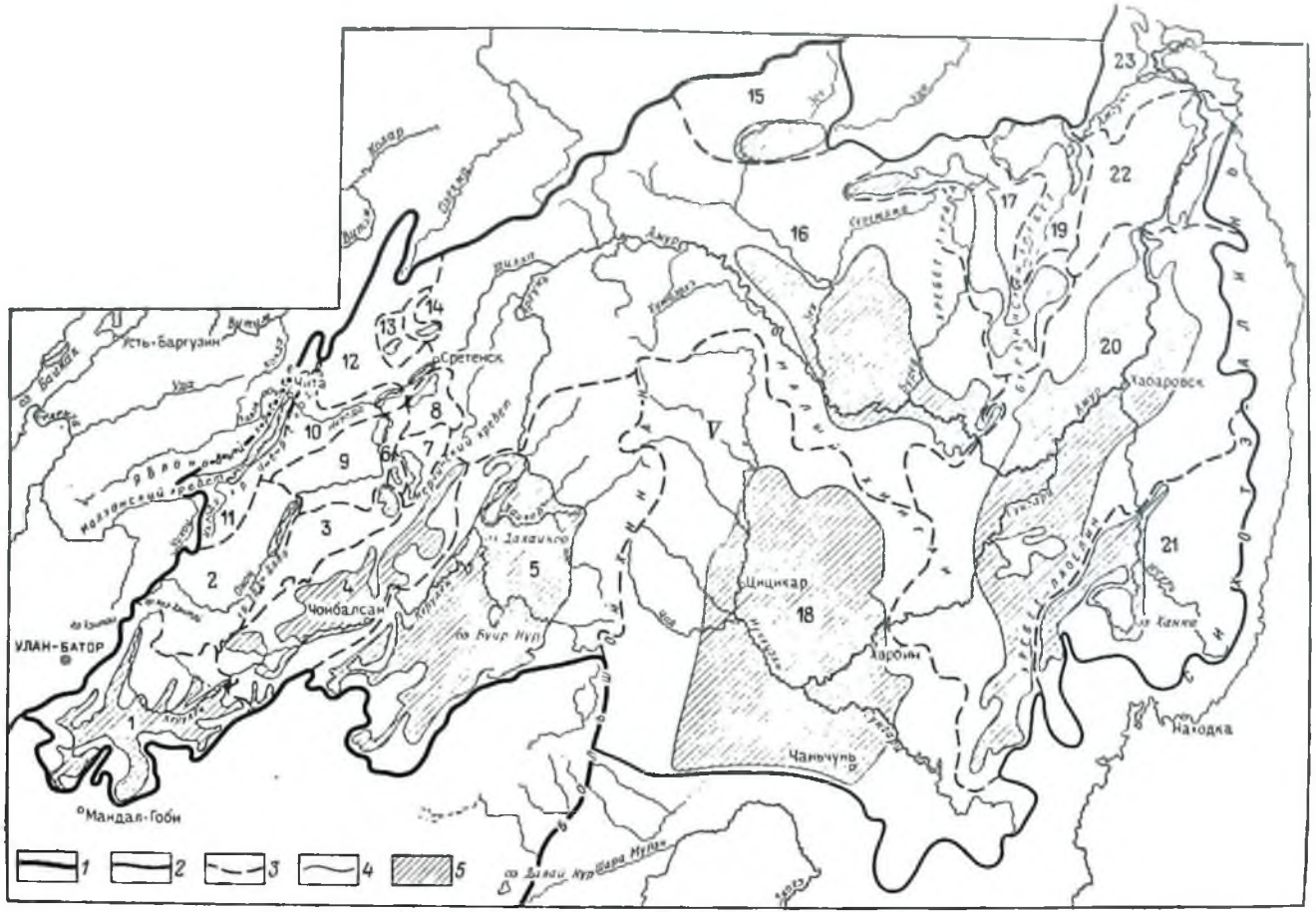


Рис. 42. Монголо-Амурский гидрогеологический район

1—4 — границы: *1* — гидрогеологической области бассейна стока Тихого океана, *2* — гидрогеологического района, *3* — артезианского бассейна, *4* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *5* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *V* — номер гидрогеологического района. Артезианские бассейны: 1 — Нилгинский, 2 — Ононский, 3 —Торейский, 4 — Керулено-Западно-Урулюнгуйский, 5 — Далайнорский, 6 — Тургино-Харанорский, 7— Боринский, 8 — Ундино-Дашинский, 9 — Борчжигентуйско-Цугуловский; 10 — Арбагарский, 11 — Читино-Ингодинский, 12 — Шилкинский, 13 — Букачачинско-Зюльзинско-Оловский, 14 — Ундургинско-Зиловский, 15 — Верхне-Зейский, 16 — Зейско-Буреинский, 17 — Буреинский, 18 — Сунлиоский, 19 — Зворон-Чукчагирский, 20 — Хабаровский, 21 — Ханкайский, 22 — Удыль-Кизинский, 23 — Чля-Орельский

известняки, эффузивы кислого, среднего и основного состава и их туфы, реже доломиты, аргиллиты, амфиболиты, мергели, угли, находящиеся в различных сочетаниях. Столь же разнообразен состав и мезозойских образований, среди которых установлены примерно те же породы, что и в палеозое, но менее метаморфизованные. Интрузивные породы представлены главным образом гранитами, гранодиоритами, сиенитами и др. Чем дальше от территории Центральной Азии на восток в сторону Тихого океана, тем моложе геологические образования, выходящие на поверхность земли во внешних областях питания бассейнов. Так, если в артезианских бассейнах Монголии эти области сложены докембрийскими и палеозойскими отложениями, то уже, начиная с Восточного Забайкалья, в них участвуют и мезозойские геосинклинальные комплексы.

Во внешних областях питания бассейнов подземные воды накапливаются в зоне экзогенной трещиноватости пород, карстовых полостях известняков и доломитов, в зонах разрывных нарушений, а также контактовых зонах интрузий с вмещающими их более древними породами, обычно отличающимися более высокой трещиноватостью. Мощность зоны экзогенной трещиноватости в одних и тех же породах, но распространенных в разных частях описываемой территории, подвержена некоторым колебаниям. Например, в западной части ее, где главными факторами формирования трещиноватости пород являются физико-механические, она достигает 100—120 м; на востоке, где наряду с физическим выветриванием преобладающую роль в разрушении пород в связи с более влажным и теплым климатом начинает играть химическое выветривание, сопровождающееся глубоким изменением пород и закупоркой части трещин продуктами разложения, мощность этой зоны составляет в среднем 60—70 м, а во внешней области питания Буреинского бассейна уменьшается до 35—45 м.

Водопроводность пород пестрая. Дебиты скважин в метаморфических породах докембрия и палеозоя Нилгинского бассейна 0,11—1,7 л/с при понижениях уровней воды соответственно на 36,5 и 5,25 м; дебиты родников, выходящих там же из карбонатных незакарстованных пород докембрия и эффузивов мезозоя, 0,5—1,3 л/с; притоки воды к скважинам, пройденным в интрузивных породах, составляют 0,1—4,4 л/с при понижениях уровней на 3,85—24 м. Во внешней области питания Ононского бассейна дебиты родников, питающихся водами средне- и верхнепалеозойских песчанико-сланцевых образований, юрских эффузивно-осадочных и разновозрастных интрузивных пород, от сотых долей до нескольких литров в секунду. Слабоводоносны отложения протерозоя, палеозоя, юрские эффузивы и интрузивные породы внешней области питания Торейского бассейна, в которой дебиты родников не превышают 1 л/с. Такой же слабой водопроводностью характеризуются и породы внешних областей питания остальных бассейнов. Высоководоносны здесь лишь аллювиальные отложения речных долин. Например, дебиты скважин, пройденных в долине р. Цэнхир Гол во внешней области питания Нилгинского бассейна, достигают 45 л/с; несколько литров воды в секунду при весьма незначительном понижении уровня дают скважины, находящиеся в речных долинах Торейского бассейна, и др.

Глубина залегания подземных вод в зоне экзогенной трещиноватости самая различная и в основном определяется особенностями рельефа и распределения трещин в породах. В понижениях рельефа, где трещины развиты наиболее широко, она является минимальной, но выше по склонам гор закономерно повышается. Так, в породах внешней области питания Торейского бассейна вода вскрывается на глубине 10—50 м, Шилкинского — от 7 до 150 м, Керулено-

Западно-Урулюнгуйского — от 10 до 34 м, Читино-Ингодинского — от 50 до 60 м, Букачачинско-Зюльзинско-Оловского — от 15 до 100 м и т. д.

Вода чаще имеет свободную поверхность, но во многих бассейнах во внешних областях питания встречаются и напорные воды, пьезометрический уровень которых поднимается выше поверхности земли. Такие воды, в частности установлены во внешних областях питания Нилгинского, Керулено-Западно-Урулюнгуйского, Шилкинского и Букачачинско-Зюльзинско-Оловского бассейнов. Однако высота подъема уровней над устьями скважин не превышала первых метров, а дебиты их при свободном изливе воды в редких случаях составляли несколько литров в секунду.

Представляя собой часть зоны активного водообмена, внешние области питания бассейнов характеризуются слабой минерализацией подземных вод (практически не более 1 г/л) и гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-сульфатным смешанным по катионам составом их. Несмотря на это, в региональном распределении минерализации воды, как и в формировании зоны экзогенной трещиноватости пород, подмечены некоторые закономерности, вытекающие из климатической зональности района. Например, в западной части его, отличающейся недостаточным увлажнением, минерализация воды редко опускается ниже 0,3 г/л и в некоторых бассейнах достигает 0,5—1 г/л. В Зейско-Буреинском бассейне, находящемся на самом востоке района, отличающемся избыточным увлажнением, она не превышает 0,2 г/л, а в Буреинском составляет 0,1—0,2 г/л. Б. Д. Русанов (1956), по наблюдениям в хр. Большой Хинган, также отметил, что с севера на юг по хребту температура и минерализация воды закономерно увеличиваются, соответственно изменяется и состав ее.

Закарстованные известняки и зоны разрывных дислокаций, распространенные во внешних областях питания бассейнов, характеризуются более высокой водоносностью и минерализацией воды.

В Букачачинско-Зюльзинско-Оловском бассейне дебит одного из родников, выходящего из закарстованных известняков, в зависимости от режима выпадения осадков колеблется от 2 до 140 л/с; дебиты скважин, пройденных в тех же известняках, 1,5—41 л/с при понижениях уровней на 0,55—3,7 м. В Зейско-Буреинском бассейне дебиты скважин, каптирующих воду в закарстованных известняках, достигают 12 л/с, а дебиты родников — 100 л/с. Минерализация воды от 2,3 г/л на западе района (Нилгинский бассейн) до 0,2 г/л на востоке (Зейско-Буреинский бассейн), т. е. и для этих вод выдерживается отмеченная зависимость ее от географического положения бассейнов. Состав слабосолоноватых вод гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый, маломинерализованных — гидрокарбонатный кальциевый.

Дебиты родников, выходящих в зонах разломов внешних областей питания Торейского бассейна, 2—15 л/с, Керулено-Западно-Урулюнгуйского — до 16 л/с (мезозойские эффузивы), Тургино-Харанорского — до 17 л/с (граниты), Зейско-Буреинского — до 3 л/с из гранитов и до 3—5 л/с из метаморфических пород докембрия, т. е. они значительно выше дебитов родников, питающихся водами тех же пород вне зон разломов. Родники восходящие и нисходящие; скважины, пройденные в зонах разломов, также вскрывают свободную и напорную воду, уровень последней местами устанавливается выше поверхности земли на несколько метров. Минерализация воды в гранитах Тургино-Харанорского бассейна, подвергшихся тектонической переработке, 0,7—1,3 г/л, в тех же гранитах, не затронутых этими процессами, 0,2—0,5 г/л.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов представлены перечисленными межгорными впадинами. В структурном отношении

это в большинстве случаев одно- или двусторонние грабены или грабен-синклинали, опущенные на различную глубину, отчего мощность выполняющих их осадочных образований в разных впадинах неодинакова. Например, в Далайнорском бассейне она достигает 4000 м, в Восточно-Урулюнгуйской впадине — 1100 м, Тургино-Харанорской — 1500—2000 м, Ундино-Даинской — 800 — 900 м, Читино-Ингодинской — 1500—1600 м, Шилкинской — 1700—2000 м, Зейско-Буреинской — около 8000 м и т. д. Многие впадины в свою очередь расчленены поперечными разломами на более мелкие блоки, что обусловливает неровную поверхность их дна, а следовательно, и неодинаковую мощность осадочных образований в различных частях впадин. Классическим примером этого является Читино-Ингодинская впадина одноименного бассейна (рис. 43). Из других впадин, имеющих подобные структуры, назовем Торейскую, Буирнурско-Далайнорскую, Тургинскую, Харанорскую, Борчжигентуйскую, Цугуловскую, Зейско-Буреинскую и др. (Писцов, 1963; Любалин, 1970).

Общим для всех впадин, за исключением Зейско-Буреинской, является то, что все они заполнены юрскими и меловыми, а некоторые из них, кроме того, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В Зейско-Буреинской впадине наряду с континентальными юрскими образованиями имеются морские.

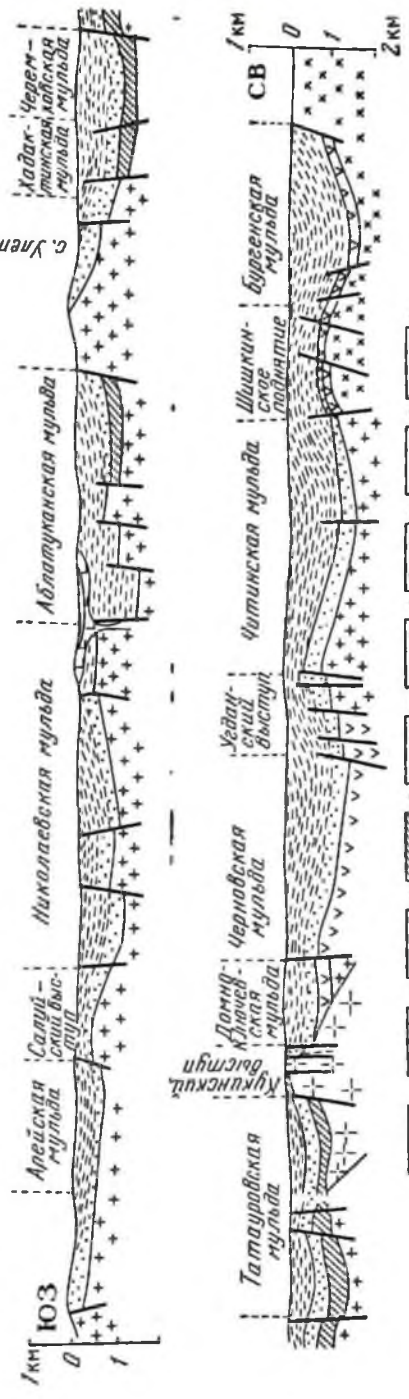


Рис 43. Продольный геологический разрез Читино-Ингодинского артезианского бассейна (составили Л. И. Фомин и В. Д. Любалин)

1 — базальты чегурской свиты верхнего палеогена — нижнего неогена; *2—3* — верхнеюрско-нижнемеловые отложения: *2* — угленосной и безугольной толщ, *3* — конгломераты харалгатинской свиты нижней — средней юры; *5* — нижнемезозойские эффузивы цаган-хунтэйской серии; *6* — нижнемезозойские граниты; *7* — палеозойские граниты; *8* — палеозойские диориты; *9* — тектонические нарушения

Заканчивается разрез осадочного чехла впадин четвертичными отложениями.

Юрско-нижнемеловые отложения, образующие основной водоносный комплекс бассейнов, сложены конгломератами, песчаниками, сланцами, глинами, аргиллитами, алевролитами, эффузивами основного, среднего и кислого состава и их туфами, местами углями. Для некоторых межгорных впадин характерен более грубый состав отложений в их краевых частях и более тонкий в центральных. Породы часто переслаиваются в разрезах и быстро сменяются по простиранию, поэтому выдержанные водоносные горизонты в комплексе отсутствуют.

Такое строение обусловливает также формирование свободных и напорных вод. Свободные воды чаще всего наблюдаются на участках, примыкающих к внешним областям питания, или там, где юрско-нижнемеловые отложения выходят на поверхность. Напорные воды больше характерны для центральных частей впадин. Глубина залегания воды в отдельных бассейнах колеблется довольно значительно и зависит от состава пород, а в некоторых из них и от мощности криолитозоны. Пьезометрические уровни напорных вод местами поднимаются выше поверхности земли, а местами не достигают ее. Самоизливающиеся воды встречены в Нилгинском, Ононском, Керулено-Западно-Урулюнгуйском, Тургино-Харанорском, Ундино-Даинском, Читино-Ингодинском, Шилкинском, Букачачинско-Зюльзинско-Оловском, Ундургинско-Зиловском, Зейско-Буреинском и Буреинском бассейнах, т. е. в большинстве бассейнов района.

Лишь в единичных бассейнах скважины вскрывают водоносные горизонты комплекса, залегающие на глубине до 1000—2500 м (Керулено-Западно-Урулюнгуйский, Далайнорский, Зейско-Буреинский), в большинстве бассейнов глубина скважин ограничивается первыми сотнями и десятками метров. По данным этих работ, водоносность юрско-нижнемеловых отложений представляется весьма пестрой и существенно уменьшающейся с глубиной.

Дебиты скважин в Нилгинском бассейне 0,8—5 л/с, в Ононском 1—3,5 л/с, Торейском 0,02—1,7 л/с, Керулено-Западно-Урулюнгуйском в глубоких горизонтах (825—996 м) 0,001—0,006 л/с, в верхних горизонтах до 5,9 л/с, Тургино-Харанорском 0,5—31 л/с, Борзинском 2—10,2 л/с, Ундино-Даинском 1—7 л/с, Читино-Ингодинском 1—25 л/с, Шилкинском 0,8—14,5 л/с, Букачачинско-Зюльзинско-Оловском 0,2—32 л/с, Ундургинско-Зиловском 0,8—30 л/с, Зейско-Буреинском в юрских отложениях от очень слабой до 3 л/с, в нижнемеловых в глубоких горизонтах (1194—1922 м) 0,02—2,3 л/с, в верхней части разреза 0,5—5 л/с. Примерно такой же водоносностью характеризуются юрские отложения Буреинского бассейна, а из верхнеюрско-нижнемеловых отложений дебиты скважин здесь составляют 0,5—13,6 л/с, а некоторых скважин при фонтанировании 16—20 л/с. Водоносность нижнемеловых отложений бассейна слабая, дебиты скважин 0,4—1,6 л/с.

Минерализация воды в верхней части разреза юрско-нижнемеловых отложений подавляющей части бассейнов обычно не превышает 1 г/л, т. е. вода пресная, по составу гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная натриевая и кальциево-натриевая. Однако с глубиной в некоторых бассейнах она заметно возрастает. Так, в Нилгинском бассейне на глубине 50 м минерализация воды составляет 2 г/л, а глубже повышается до 8,3 г/л, состав ее становится гидрокарбонатно-хлоридным и хлоридным натриевым. Увеличение минерализации воды до 5,2 г/л установлено в некоторых впадинах Керулено-Западно-Урулюнгуйского бассейна при одновременном преобразовании гидрокарбонатного, смешанного по катионам состава ее в верхней части разреза комплекса на хло-

ридный патриевый в нижней. Несколько иной гидрохимический профиль наблюдается в отложениях верхней юры — нижнего мела Далайнорского бассейна. Здесь до глубины 778 м минерализация воды постепенно возрастает до 4,6 г/л, а на глубине 1772 м падает до 2,6 г/л. Начальная минерализация 0,8 г/л воды верхних горизонтов, состав гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный патриево-кальциевый и патриевый на указанных глубинах изменяется на хлоридный патриевый. Увеличение минерализации воды с глубиной от 1 до 16,4 г/л (глубина свыше 200 м) наблюдается также в центральной части Балейского грабена Ундино-Даинского бассейна, но гидрокарбонатный патриевый состав ее в пределах указанного интервала не изменяется. В наиболее погруженной части Зейско-Буреинского бассейна воды юрских отложений имеют минерализацию 1,3—2,3 г/л и хлоридный патриевый и гидрокарбонатно-хлоридный патриево-кальциевый состав. В нижнемеловых отложениях бассейна в ближайших к поверхности водоносных горизонтах минерализация воды составляет 0,2—0,3 г/л, в глубоких горизонтах повышается до 2—3 г/л, соответственно состав ее гидрокарбонатный, смешанный по катионам изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный патриевый. Наконец, в последние годы установлено закономерное увеличение минерализации воды с глубиной на площади Буреинского бассейна, где в ближайших к поверхности водоносных горизонтах она составляет 0,15—0,5 г/л, а на глубине 2470—2500 м в нижнемеловых песчаниках чегдомынской свиты возрастает до 15,08 г/л, состав хлоридный патриево-кальциевый.

Верхнемеловые отложения распространены в Нилгинском, Далайнорском и Зейско-Буреинском бассейнах. Водовмещающие породы представлены конгломератами, песчаниками, песками, гравелитами, алевролитами, а водоупорные — глинами и аргиллитами. Породы часто переслаиваются в разрезе и быстро сменяются по простиранию, вследствие чего выдержанные на больших площадях водоносные горизонты в этих отложениях, как и в отложениях юры — нижнего мела, отсутствуют.

В Нилгинском бассейне дебиты скважин, каптирующих воду верхнемеловых отложений, 0,03—8 л/с. В Буирнурско-Далайнорской впадине эти отложения содержат свободные и напорные воды. Уровень последних устанавливается и выше, и ниже поверхности земли. Расходы скважин 0,2—9,44 л/с. В Зейско-Буреинском бассейне верхнемеловые отложения имеют огромную мощность, в них выявлено до 30 водоносных горизонтов различной мощности и площадного распространения. Как и в других бассейнах, здесь наряду со свободными встречаются напорные воды, уровни которых часто устанавливаются значительно выше устьев скважин. Например, в водоносных горизонтах завитинской свиты они поднимаются на высоту до 16 м, а в цагаянской свите — до 8 м.

Водоносность пород, хотя и неравномерная, но в целом высокая. Дебиты скважин от долей до 80 л/с, наиболее распространенные 15—20 л/с.

Минерализация воды в артезианских бассейнах западной части района довольно высокая (0,7—14,8 г/л), состав пестрый, но преобладают хлоридно-сульфатные патриевые воды. В Зейско-Буреинском бассейне в верхней части разреза верхнемеловых отложений минерализация воды 0,1—0,5 г/л, в глубоких горизонтах до 1,2 г/л.

Нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения довольно широко развиты в бассейнах. Это — конгломераты, песчаники, пески, угли, глины, аргиллиты, гравелиты. Однако подземные воды их в какой-то степени изучены лишь в Нилгинском, Тургино-Харанорском, Борчжигентуйско-Цугуловском и Зейско-

Буреинском бассейнах. В первом водоносность палеоген-неогеновых отложений слабая, в Тургино-Харапорском из этих отложений выходит несколько родников с дебитами до 20 л/с. В Зейско-Буреинском бассейне в разных свитах палеогена — неогена имеется значительное количество водоносных горизонтов, дающих притоки воды к скважинам 0,04—20,8 л/с, местами уровень воды поднимается выше поверхности земли. Дебиты родников достигают 10—15 л/с. Минерализация воды во всех бассейнах не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный, по катионам смешанный.

Неогеновые отложения распространены в тех же бассейнах, что и палеоген-неогеновые. Они представлены песчано-глинистыми образованиями, содержащими свободную и напорную воду. Водоносность пород слабая, лишь в Верхне-Зейском бассейне из верхней части их разреза выходят родники с дебитами до 10 л/с. В Нилгинском и Далайпорском бассейнах минерализация воды достигает 7 г/л, состав сульфатный натриевый, в других бассейнах вода пресная гидрокарбонатная кальциево-патриевая.

Большое значение в аккумуляции значительных ресурсов пресных подземных вод в бассейнах имеют аллювиальные отложения речных долин. Вода в этих отложениях в большинстве случаев свободная, залегает неглубоко от поверхности и добывается главным образом с помощью мелких буровых и местами шахтных колодцев. Водоносность вмещающих ее песчано-гравийно-галечниковых образований высокая. Так, дебиты скважин, пройденных в долине р. Керулен (Нилгинский и Керулено-Западно-Урулюнгуйский бассейны), достигают 12—20 л/с, в долине р. Унды (Ундино-Даинский бассейн) 0,5—5,2 л/с, в долине р. Читинки (Читино-Ингодинский бассейн) до 3 л/с, в долинах рек Агиты, Нерчи, Зюльзи, Оли, Куэнги и Олова (Букачачинско-Зюльзинско-Оловский бассейн) до 5 л/с, в долинах Амура, Зеи, Буреи, Селемджи (Зейско-Буреинский бассейн) до 18 л/с и т. п. Минерализация воды обычно не превышает 0,5—0,6 г/л, но, как правило, увеличивается от верховьев вниз по падению долин. Состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Из приведенных данных видно, что в ряде бассейнов имеется горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Первая достаточно хорошо проявляется на площади бассейнов, попадающих на территорию Восточной Монголии, а в бассейнах, располагающихся на территории Советского Союза, хорошо выражена в Читино-Ингодинском и Зейско-Буреинском.

Во внешней области питания Читино-Ингодинского бассейна минерализация воды не превышает 0,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. По направлению к центральной части внутренней области питания минерализация воды возрастает до 0,5—0,9 г/л, состав ее становится гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциевым. Эта общая схема зональности состава воды нарушается многочисленными выступами кристаллических пород фундамента, разделяющими внутреннюю область питания на более мелкие структуры, в которых формируется своя собственная горизонтальная зональность.

Ясно выраженную горизонтальную зональность химического состава обнаруживают грунтовые воды Зейско-Буреинского бассейна. Во внешней области питания этого бассейна минерализация их изменяется от 0,05 до 0,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Далее следуют воды с минерализацией до 0,2 г/л и гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-натриевым составом. Наконец, в зоне, соответствующей участкам разгрузки, минерализация воды увеличивается до 0,35 г/л, состав ее становится гидрокарбонатным кальциево-магниевым.

Проявлений вертикальной зональности химического состава подземных вод значительно больше, чем горизонтальной, и многие примеры ее приводились выше при характеристике юрско-нижнемелового водоносного комплекса. В связи с этим здесь мы проиллюстрируем эту зональность лишь на одном примере Зейско-Буреинского артезианского бассейна, в котором она изучена достаточно хорошо.

В пределах центральной части названного бассейна намечаются пять гидрохимических зон, отличающихся составом и минерализацией воды. Мощность первой зоны до 100 м, минерализация воды до 0,1 г/л, состав силикатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и гидрокарбонатно-силикатный кальциево-натриевый. Вторая зона прослеживается в интервале 100—300, реже до 500 м. Минерализация воды в ней достигает 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, кальциево-натриевый и кальциево-магниевый. Третья зона продолжается до глубины 700—1000 м. Состав воды примерно тот же, минерализация до 0,6 г/л. В четвертой зоне развиты гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,7—1,2 г/л. Наконец, пятая зона прослеживается до глубины 2000 м, минерализация воды до 2,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Зейско-Буреинский бассейн — единственный на описываемой территории, в котором изучался состав растворенных в воде газов. По особенностям последних в его структуре выделяются две зоны. Верхняя зона глубиной до 300—500 м содержит газы атмосферного происхождения. В нижней зоне растворенный в воде газ представлен азотом и метаном или только метаном и другими предельными углеводородами, свидетельствующими о восстановительных условиях формирования подземных вод.

Во многих артезианских бассейнах выявлены минеральные (лечебные) воды, среди которых установлены холодные радоновые и углекислые, термальные азотные. Радоновые воды имеются во внешней области питания Нилгинского и Керулено-Западно-Урулюнгуйского бассейнов. Минеральные углекислые источники зафиксированы в Нилгинском, Торейском, Ундино-Даинском, Керулено-Западно-Урулюнгуйском, Далайнорском, Зейско-Буреинском и Буреинском бассейнах. Проявления термальных вод отмечены в Далайнорском, Зейско-Буреинском и Буреинском бассейнах. Все источники связаны с разрывными дислокациями и в некоторых бассейнах (Зейско-Буреинский) образуют так называемые термальные линии, протягивающиеся на несколько сот километров и хорошо совпадающие с простиранием основных неотектонических структур района.

Однако наряду с такими проявлениями минеральных вод (в отдельных пунктах) в глубоких структурах некоторых бассейнов, по-видимому, распространены пластовые термальные воды. Такие воды вскрыты, очевидно, в нижнемеловых отложениях Буреинского бассейна на глубине 2500 м, но, к сожалению, данные об их температуре отсутствуют. К. П. Караванов предполагает наличие вод с температурой 75—100° С на глубине 2500—3000 м в Белогорском, Екатеринославском и Михайловском прогибах Зейско-Буреинского бассейна, а Н. М. Богатков (1967) — в Верхне-Зейском бассейне на глубине 2000 м и более, где температура их должна превышать 50—60° С.

Водообеспеченность территории пресными подземными водами неодинакова в различных ее частях. Как следует из приведенного описания, бассейны, располагающиеся в Восточной Монголии и Юго-Восточном Забайкалье, характеризуются недостаточными ресурсами этих вод. По мере движения на восток и северо-восток и увеличения в этом же направлении роли атмосферных осадков

в питании артезианских бассейнов мощность зоны пресных вод, а следовательно, и ресурсы последних возрастают. Максимальными ресурсами этих вод обладают Зейско-Буреинский, Буреинский, Верхне-Зейский, Читино-Ингодинский и некоторые другие бассейны. Слабо обеспечены пресными подземными водами Нилгинский, Далайнорский, Керулено-Западно-Урулюнгуйский и Торейский бассейны. Таким образом, климатический фактор имеет первостепенное значение в отношении как пространственного распределения химического состава подземных вод и особенностей формирования зоны экзогенной трещиноватости пород, так и формирования ресурсов пресных подземных вод и обеспеченности ими данной территории.

В заключение для более полного представления об общей структуре внутренних областей питания бассейнов и о происходящих в них процессах, связанных с формированием подземных вод, охарактеризуем по результатам новейших исследований (еще не публиковавшихся) гидрогеологические особенности Восточно-Урулюнгуйской впадины. Она располагается на территории Советского Союза между Кличкинским и Аргунским хребтами и представляет собой северную часть внутренней области питания Далайнорского бассейна.

По данным В. А. Манукяна, фундамент ее образован протерозойскими известняками и гранито-гнейсами и палеозойскими гранитами. В структурном отношении это грабен-синклиналь, сложенная песчанико-гравелисто-глинистыми отложениями нижнего мела мощностью до 1100 м. В поперечном разрезе ее более грубые отложения встречаются чаще у левого борта. Верхняя, рыхлая часть песчаников до глубины 200 м является наиболее проницаемой (проводимость до 100 м²/сут) и водоносной. Дебиты скважин 13,2—27 л/с при понижении уровней соответственно на 13,9 и 22 м. На глубинах более 200 м проводимость пород снижается до менее 35 м²/сут, а удельные дебиты скважин — до 0,2 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Широко распространен во впадине плиоцен-четвертичный комплекс, приуроченный главным образом к долине р. Урулюнгуй. Водовмещающие породы представлены песками и гравием, переслаивающимися с глинами, суглинками и супесями. Суммарная мощность обводненного аллювия 45—55 м при мощности наиболее проницаемых прослоев 25—35 м. Вода залегает на глубине 1—15 м, но иногда поднимается до 1 м выше поверхности земли. Водоносность отложений высокая. Дебиты скважин преимущественно 7—33 л/с, максимальные достигают 100 л/с. Проводимость водоносного горизонта значительно колеблется вдоль долины. Она максимальна в местах сужений долины выше основных очагов разгрузки (болот) — от 10 000 до 16 000 м²/сут, а в расширенных участках ее в среднем для горизонта равна 3700 м²/сут. Средний коэффициент фильтрации для участков максимальной проводимости достигает 500 м/сут, для горизонта в целом — 130 м/сут. Расход подземного потока изменяется от 0,042 м³/с в районе замыкания долины до 0,5 м³/с в ее средней части. Разгружаются подземные воды через талики, располагающиеся перед мерзлотно-фациальными «барьерами». Всего в долине три таких очага разгрузки. Ниже каждого очага разгрузки величина естественного потока резко уменьшается, но затем постепенно увеличивается до следующего «барьера», перед которым снова возникает разгрузка, и так далее вплоть до замыкания долины.

Воды пресные с минерализацией 0,14—0,9 г/л гидрокарбонатного кальциево-магниевого, сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-магниево-натриевого состава. На участках распространения болот и солонцов воды имеют хорошо выраженную вертикальную зональность, за-

ключающуюся в увеличении минерализации воды снизу вверх и свидетельствующую об интенсивной разгрузке их здесь путем испарения.

Наблюдения за уровенным режимом подземных вод показали, что он определяется в основном режимом разгрузки подземных вод, величина которой максимальна в теплый период и минимальна зимой. В соответствии с этим в теплый период уровень снижается, а в холодный — повышается. Меженный уровень подземных вод приходится на ноябрь (промерзание рек и заболоченных зон и уменьшение в связи с этим разгрузки), далее наблюдается быстрый монотонный подъем уровня до максимума в конце апреля, совпадающего со вскрытием рек и озер на заболоченных участках долины. С этого времени начинается постепенное снижение уровня подземных вод до ноября. Средняя амплитуда колебаний уровня 1,5 м, а вблизи участков разгрузки до 3 м. Естественные ресурсы подземных вод впадины оцениваются в 1,27 м³/с, эксплуатационные — в 0,54 м³/с.

18. Артезианский бассейн Сунляо

Внешняя область питания бассейна представлена восточным склопом хр. Большой Хинган, западными склонами хребтов Малый Хинган и Чжангуайцайлинь и северным склоном невысоких гор, отделяющих бассейн от расположенного на юге Ляохэйского бассейна. Внутренняя область питания его представлена одноименной впадиной, протягивающейся с юга на север почти на 450 км при ширине около 350—400 км.

Климат бассейна муссонный, относительно теплый и влажный. Основная масса осадков выпадает на восточных и западных склонах хребтов Большой и Малый Хинган и на западном склоне хр. Чжангуайцайлинь, в пределах которых формируется густая речная сеть, дающая начало р. Сунгари и ее крупному левому притоку — р. Нонни (Нунцзян). Помимо рек на площади бассейна широко распространены озера. Наиболее крупными из них являются Синьмяо, Лакой, Экспао и др. Острова многолетнемерзлых пород развиты главным образом в долинах рек, расчленяющих восточные склоны Большого Хингана и западные склоны Малого Хингана; во впадине Сунляо встречаются редко.

В строении внешней области питания бассейна участвуют докембрийские метаморфические образования, палеозойские осадочные толщи, разновозрастные граниты, особенно широко распространенные по восточному обрамлению бассейна, юрские эффузивы, слагающие преимущественно хр. Большой Хинган и кайнозойские платобазальты, образующие несколько разобщенных полей в основании восточного склона этого хребта.

По данным Б. Д. Русапова (1956), из пород перечисленных геологических образований выходят многочисленные родники с дебитами от долей до 3 л/с и более. Особенно значительными дебитами характеризуются родники, приуроченные к карбонатным породам. В редких пунктах вода в этих породах вскрывается скважинами. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже кальциево-натриевый.

Впадина Сунляо выполнена юрскими, меловыми, палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. По данным К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны...», 1965), юрские образования мощностью до 5 км представлены глинами, песчаниками и конгломератами, чередующимися со средними и основными эффузивами. Меловые отложения мощностью 1300—4300 м состоят из часто переслаивающихся пестрых по окраске песчаников, глин, конгломератов, горючих сланцев. Палеоген-неогеновые отложения сложены конгломератами, пестрыми глинами с прослоями песков и бурых углей. Мощность отложений

около 300—400 м. Заканчивается разрез четвертичными отложениями, среди которых наиболее распространены аллювиальные и озерно-аллювиальные образования, выполняющие долины рек и озерные котловины.

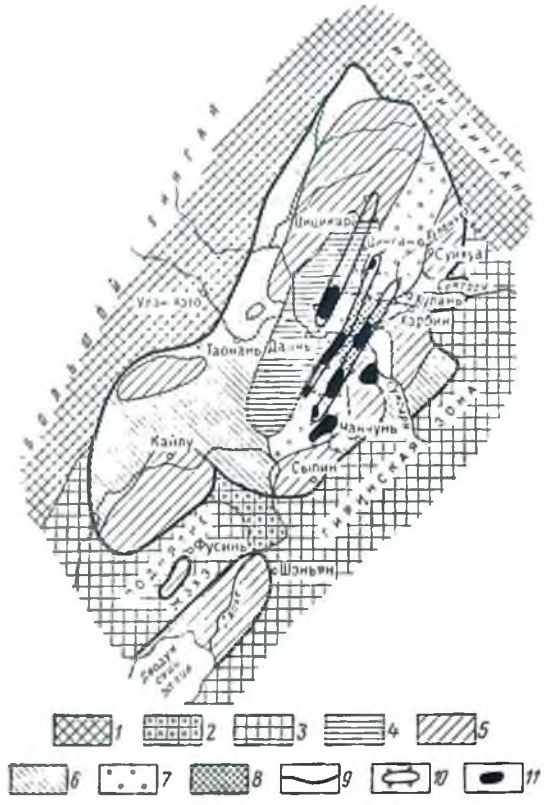


Рис. 44. Схематическая тектоническая карта артезианского бассейна Суннэ («Нефтегазоносные бассейны...», 1965)

Внешняя область питания бассейна: *1* — сложенная палеозойскими складчатыми образованиями, переработанными мезозойскими движениями, *2* — вероятно, входящая в состав параплатформы со слабо и умеренно дислоцированным палеозойским комплексом; *3* — холмистая перемычка между Суннэским и Северо-Китайским бассейнами, сложенная палеозойскими отложениями; *4* — глубоко опущенные прогибы с осадочным покровом мощностью 5—7 км, *5* — краевые части глубоких прогибов и неглубокие прогибы с осадочным покровом мощностью 1—3 км, местами несколько более, *6* — области неглубокого залегания фундамента с осадочным покровом мощностью 0,5—1 км; *7* — крупные антиклинальные валы с глубиной залегания фундамента в своде до 2 км; *8* — глубоко опущенные седловины между крупными антиклинальными валами с фундаментом на глубине до 5—7 км; *9* — границы внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов; *10* — контуры антиклинальных зон нефтегазонакопления; *11* — нефтяные месторождения и поднятия, давшие притоки нефти

Поверхность фундамента разбита на несколько блоков, ограниченных разломами, по которым они опущены или приподняты относительно друг друга на несколько тысяч метров. Глубина залегания фундамента в наиболее опущенных блоках достигает 5—7 км, в приподнятых 1—2 км (рис. 44).

В юрских и меловых образованиях, выполняющих наиболее глубокие части бассейна, по-видимому, формируются напорные высокоминерализованные термальные воды хлоридного натриевого или хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с микрокомпонентами и газами углеводородной группы, особенно в пределах нефтеносных структур.

В палеогеновых и неогеновых отложениях воды встречены на равнине Суннэ — западнее Харбина, в районе Жуплычана, в г. Аньда и к востоку от него. Вода находится в песчаниках, залегающих между водоупорными сланцами. Уровень ее часто поднимается выше поверхности земли, и скважины фонтанируют. Из скважины, расположенной в районе Жуплычана, вода поднимается с глубины 111,3 м и фонтанирует с дебитом 0,2 л/с; в районе г. Аньда напор достигает 60 м, и дебит скважины при свободном изливе воды составляет 4 л/с (Тань Е-янь, Чэнь Хун-чжи, 1960). Воды, вероятно, пресные. Наибольшее практическое значение имеют здесь воды, формирующиеся в четвертичных отложениях. По данным тех же исследователей, мощность последних на равнине Суннэ изменяется от 13 м в ее восточной части до 100 м в западной и в среднем равна 30—60 м. Нижняя часть разреза сложена песчано-гравийно-галечниковыми образованиями с прослоями ила, глин и алевритового песчаника,

верхняя — преимущественно глинами. Воды нижней половины разреза напорные, вскрываются на глубине 15—70 м. Дебиты скважин 3—22 л/с, наиболее распространенные около 15 л/с. В верхней части разреза формируются грунтовые воды, залегающие на 3—15 м ниже поверхности земли, местами на 1 м. Дебиты водопунктов 0,1—1 л/с. Состав воды довольно пестрый: в понижениях гидрокарбонатный натриевый и магниевый, а также хлоридный натриевый, на повышенных участках микрорельефа гидрокарбонатный кальциевый, минерализация 0,5—3 г/л.

На других участках бассейна родники, выходящие из четвертичных отложений, известны в районе Дахэшань, находящемся юго-западнее Цзилиня (Гирина), и в прибортовой восточной части впадины Сунляо. Дебиты их около 1 л/с, вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией до 0,2—0,3 г/л. В районе Харбина грунтовые воды в четвертичных отложениях вскрываются на глубине 3—30 м.

В западной части впадины, прилежащей к Большому Хингану, климатические условия которой являются переходными от умеренно влажных к засушливым условиям сухих степей, распространены грунтовые воды пестрого состава с минерализацией до 3—5 г/л.

В целом описываемый район характеризуется значительными ресурсами не только пресных подземных вод, но, по-видимому, и высокоминерализованных термальных, содержащих различные микрокомпоненты. В бассейне известны многочисленные термальные азотные и углекислые холодные минеральные источники, приуроченные к зонам разломов в Большом и Малом Хингане.

19—23. Эворон-Чукчагирский, Хабаровский, Ханкайский, Удыль-Кизинский и Чля-Орельский артезианские бассейны

Внешние области питания бассейнов представлены хребтами Мао-Чан, Баджальский, Буреинский, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь, Меванджа, Мату, Кивун, Омальский, Чаятын, Пуэр, Цинхэйшань, Малим, Хинган, Джаны-Уната-Якбыян, Сихотэ-Алинь, Вандшань и отрогами Восточно-Маньчжурского нагорья. Внутренними областями питания и накопления подземных вод являются одноименные с бассейнами впадины. Северная часть Эворон-Чукчагирского бассейна находится в области сплошного, а южная — островного распространения многолетнемерзлой зоны, максимальная мощность которой составляет 50—55 м. На площади остальных бассейнов многолетнемерзлые породы не установлены.

В геологическом строении внешних областей питания бассейнов участвуют метаморфические образования докембрия, разнообразные по составу, но преимущественно песчанико-сланцевые отложения палеозоя, осадочно-эффузивные и эффузивные образования мезозоя и кайнозоя, а также разновозрастные, главным образом гранитоидные, породы.

Глубина залегания воды в зоне экзогенной трещиноватости этих пород от 1—5 м в долинах рек до 30—70 м и более на склонах возвышенностей. Местами вода обладает напором, величина которого достигает 35—50 м. Водоносность пород чрезвычайно пестрая и в целом невысокая. Дебиты родников, выходящих из гранитоидов, метаморфических образований докембрия, осадочных пород палеозоя и мезозоя, не превышают 0,3—0,5 л/с. Дебиты скважин редко достигают 1—1,5 л/с при понижениях уровней на несколько десятков метров. Более водоносны мезозойские и кайнозойские эффузивы, которые питают родники с дебитами до 1—2 л/с. В Хабаровском бассейне дебиты скважин, вскры-

вающих воды этих образований, 0,2—10 л/с при понижении уровней соответственно от 59,8 до 6 м, а скважин, каптирующих воду карбонатных отложений протерозоя и палеозоя, 3—5 л/с при понижении уровней на 1—10 м. В массивах закарстованных известняков Ханкайского бассейна встречаются участки, где дебиты скважин достигают 15—20 л/с и более. Зоны тектонической трещиноватости характеризуются высокой обводненностью, дебиты родников 5—8 л/с. Напор формирующихся в этих зонах вод иногда превышает 100 м. Начальные дебиты скважин 4—10 л/с, при эксплуатации они постепенно падают и в среднем составляют 0,1—0,5 л/с.

Минерализация воды, формирующейся в породах внешних областей питания бассейнов, 0,02—0,3 г/л, в зонах разломов до 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам смешанный. В фундаменте Ханкайской впадины на глубине 2264—2840 м в пермских отложениях встречены хлоридные натриевые воды с минерализацией 11 г/л.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов представлены перечисленными выше впадинами, выполненными палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями, а в Хабаровской впадине, возможно, и меловыми, залегающими в основании осадочного чехла на глубине более 2000 м.

Палеоген-неогеновые (в Хабаровской и Ханкайской впадинах палеоген-миоценовые) отложения мощностью 100—400 м (в Хабаровской впадине до 1500 м) представлены преимущественно глинами с пачками и прослоями водосодержащих песков, песчаников, конгломератов, алевролитов и бурых углей, не выдержанных по простиранию и в разрезе. Воды обычно напорные, величина напора от первых метров до 150—160 м, в отдельных пунктах, в частности в Ханкайской впадине, она достигает 300 м.

Водоносность пород неравномерная и, как правило, низкая. Например, в Хабаровской впадине удельные дебиты скважин, вскрывающих палеоген-миоценовые отложения, 0,09—0,19 л/с, максимальные 4—6 л/с. В Ханкайской впадине дебиты скважин 0,25—30 л/с при понижении уровней до 8,5 м, а скважин, вскрывающих верхнемиоценовые отложения, от долей до 12,5 л/с при понижении уровней до 40,7 м. Минерализация воды не превышает 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый и натриевый, иногда магниево-кальциевый.

Плиоценовые отложения распространены в Хабаровской и Ханкайской впадинах, где они имеют мощность 100—150 м. Отложения представлены песчано-гравийно-галечными образованиями с пластами и прослоями глин, суглинков, супесей и линзами галечников. Воды, приуроченные к ним, свободные и напорные. Глубина их залегания 8—60 м. Дебиты скважин в зависимости от состава пород от 0,2 до 12 л/с при понижении уровней на 8—35 м. Состав воды преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый, минерализация 0,1—0,5 г/л.

Водоносный комплекс кайнозойских эффузивов выделяется в Хабаровской впадине, где базальты, андезито-базальты, долериты, реже туфы и лавобрекчии залегают на глубине от 20 до 220 м. За исключением участков, перекрытых глинами, вода свободная. Водоносность пород пестрая. Дебиты скважин 2,9—11,1 л/с при понижении уровней на 5,7 и 4,8 м. Минерализация воды 0,07—0,16 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Четвертичные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения состоят из песков с гравием и галькой, реже алевролитов и глин, а аллювиально-пролювиальные накопления предгорий — из глин и песков с галькой, валунами

и щебнем. Мощность четвертичных отложений часто достигает нескольких сотен метров. Вода в этих отложениях залегает на глубине 0,5—1 м в поймах рек, 3—15 м на террасах и 70 м и более в предгорьях.

В Эворон-Чукчагирской впадине на участках развития криолитозоны вода находится на глубине 20—55 м и приобретает напор. Удельные дебиты скважин, вскрывающих воды четвертичных отложений, от долей до 18—20 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией до 0,3, иногда до 0,5 г/л. В Чля-Орельском бассейне на морском побережье минерализация воды возрастает до 1—1,5 г/л, состав хлоридный натриевый.

В описываемых артезианских бассейнах проявляется зональность в изменении химического состава воды. Наиболее отчетливо она наблюдается в Ханкайском бассейне. Во внешней области его питания и примерно до глубины 100 м во внутренней области питания, отвечающей зоне активного водообмена, распространены гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией не более 0,2—0,3 г/л. Ниже, до глубины 500 м, очевидно, располагается зона затрудненного водообмена, в пределах которой минерализация воды возрастает до 0,5 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. На более значительной глубине в зоне весьма затрудненного водообмена или застойного режима на глубине более 2200 м минерализация воды достигает 11 г/л, состав хлоридный натриевый.

Выходы минеральных подземных вод имеются в Ханкайском бассейне, где находятся известные углекислые источники «Ласточка» с водой типа боржоми и Шмаковские с водой типа Забайкальского дарасуна. В Чля-Орельском бассейне находятся Анненские и Ульские термальные источники. Температура воды их соответственно 54 и 36° С, минерализация 0,32 и 0,16 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. В глубоких (свыше 2000 м) горизонтах Хабаровского бассейна, по предположению Н. М. Богаткова (1967), развиты высоконапорные термальные воды с температурой выше 65° С.

Обеспеченность территории пресными подземными водами в различных ее частях неодинакова, но в целом высокая. По оценкам И. Б. Райхлина, эксплуатационные ресурсы пресных вод Эворон-Чукчагирской впадины составляют 13—14 м³/с, советской части Хабаровского бассейна — 87,4 м³/с, а грунтовых вод Удыль-Кизинского бассейна — 6 м³/с. Среднегодовые естественные ресурсы пресных вод, формирующиеся во внешней области питания советской части Ханкайского бассейна, оцениваются в 350 м³/с, минимальные 127 м³/с. Эксплуатационные ресурсы внутренней области питания этого бассейна, по данным В. Н. Кладовщикова, достигают 840 м³/с.

VI. СИХОТЭ-АЛИНЬСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает восточный склон одноименного хребта и протягивается с северо-востока на юго-запад почти на 1200 км при ширине 50—130 км (см. рис. 1). Он сложен различными по возрасту и составу метаморфическими, осадочными, интрузивными и эффузивными породами.

Докембрийские образования представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и роговиками, палеозойские и мезозойские — песчаниками, алевролитами, спилитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, мезозойские и кайнозойские вулканогенные толщи сложены базальтами, андезито-базальтами, фельзитами, дацитами, туфами и туфобрекчиями. Интрузивные образования палеозоя, мезозоя и палеогена состоят из граноднорнтов, габбро, габбро-

диоритов, габбро-монцонитов и диабазов. В перечисленных породах развиты грунтовые и напорные воды, формирующиеся в зоне экзогенной трещиноватости мощностью 20—100 м.

Питаются подземные воды района за счет инфильтрации атмосферных осадков и, по-видимому, значительно меньше за счет влаги, образующейся при конденсации водяных паров воздуха. Режим подземных вод непостоянен. Годовая амплитуда колебаний уровня возрастает от 1—2 м в долинах до 10—15 м на приводораздельных участках. Дебиты родников от сотых долей до 4—5 л/с, наиболее распространенные 0,6—0,7 л/с. Дебиты скважин 0,1—5 л/с, в зонах разрывных дислокаций до 5—10 л/с. Минерализация воды обычно не превышает 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный, реже хлоридно-гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный с различным соотношением катионов.

Своеобразными гидрогеологическими условиями характеризуются кайнозойские платобазальты, широко распространенные в районе. Их мощность от 10—30 м в краевых до 500—520 м в центральных частях плато. В этой толще, состоящей из чередующихся пористых и трещиноватых разностей базальтов с плотными разностями их и суглинками кор выветривания, наряду с грунтовыми распространены напорные воды. Глубина залегания воды от первых метров в долинах рек до 50—100 м и более на водоразделах. Дебиты родников 0,04—2,8 л/с. Значительные ресурсы подземных вод накапливаются там, где базальты выполняют депрессионные понижения и залегают ниже местных базисов эрозии. Подобные условия, в частности, наблюдаются в районе г. Советская Гавань. Здесь базальтами сложена небольшая впадина, и в толще их встречено несколько напорных водоносных горизонтов. Уровни воды некоторых горизонтов устанавливаются до 5,05 м выше поверхности земли, чаще на 0,3—0,6 м над ней. Дебиты скважин 2,2—75 л/с при понижении уровней воды на 55—2,36 м. Наиболее водоносна верхняя стометровая толща базальтов, с глубиной водоносность их резко падает. Вода обычно гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциевая с минерализацией 0,05—0,1 г/л и гидрокарбонатная кальциево-магниевая или магниево-кальциевая с минерализацией до 0,2 г/л.

В четвертичных отложениях, выполняющих речные долины, вода залегает на глубине 2—10 м, на отдельных участках обладает слабым напором. Дебиты родников 0,02—1,5 л/с, скважин 0,2—3 л/с. Минерализация воды 0,02—0,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже магниевый.

В распределении минерализации воды, независимо от состава водовмещающих пород, в целом для района установлено, что наиболее слабая она в приводораздельной части гор (0,02—0,1 г/л). Состав воды гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный, смешанный по катионам для терригенных пород, натриевый или натриево-кальциевый для интрузивных и эффузивных и кальциевый с несколько большей минерализацией для карбонатных. В предгорьях минерализация воды возрастает до 0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый.

Специфические условия формирования состава воды создаются в прибрежной полосе. На участках, сложенных скальными породами, граница раздела пресных и соленых вод обычно совпадает с береговой линией и в разрезе близка к вертикальной. На приморских равнинах, бывших до недавнего времени дном моря и сложенных тонкими, сильно заиленными осадками, пресные воды практически отсутствуют. Здесь прямо с поверхности залегают солоноватые воды, сменяющиеся на незначительной глубине солеными; граница между этими типами вод горизонтальная. В устьевых частях долин расстояние, на котором

сказывается влияние морских вод, колеблется от нескольких десятков метров до 15—20 км.

Естественные ресурсы пресных подземных вод очень динамичны и изменяются в зависимости от сезонов года, резко уменьшаясь в периоды, когда атмосферное питание отсутствует. Значения модулей минимального подземного стока составляют (в л/сек·км²): для гранитов 1,2; верхнемеловых и палеогеновых эффузивов 1; осадочных пород мезозоя 0,8; осадочных пород палеозоя 0,6 и кайнозойских эффузивов (в случае дренажа их до подошвы) 0,3—0,4. Обеспеченность района подземными водами неравномерная, наряду со слабообеспеченными участками имеются высоководообеспеченные, соответствующие в большинстве случаев речным долинам, выполненным аллювиальными отложениями.

На территории района выявлено несколько источников с азотной термальной и холодной углекислой водой.

VII. ОРДОССКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

На западе район обрамляется хребтами Кукунор, Элашань, Амне-Мачин, Баян-Хара-Ула, на юге — Наньсунлин, Миньшань и Циньлин, на востоке — Чжуптяошань, Хашань, Мяньшань, Синчжоушань, Юньчжуншань, Луяшань, Хуанхуашань, на севере — Таолайшань, Ленлунлин, Маомаошань, Хэланьшань, Ланьшань и Иньшань.

Между хр. Иньшань и плато Ордос располагается обширная аллювиальная равнина долины р. Хуанхэ, а южнее — высокая лёссовая равнина плато. Поверхность аллювиальной равнины покрыта огромными полями эоловых песков, а лёссовая равнина, как отмечает М. П. Петров (1966), имеет хорошо развитую и глубоко врезанную речную сеть с густой разветвленной системой оврагов. На крайнем западе района находится впадина оз. Кукунор, на юго-востоке — протяженная тектоническая депрессия системы рек Вэйхэ и Фыньхэ. В соответствии с особенностями рельефа и тектоники в пределах района выделяются Ордосский, Кукунорский и Вэйхэйско-Фыньхэйский артезианские бассейны (см. рис. 1).

1. Ордосский артезианский бассейн

Этот бассейн приурочен к одноименной синеклизе. Внешняя область питания его сложена докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями. Водоносность первых установлена в районе рудного месторождения Таолинь, северо-восточнее г. Хухэ-Хото (Гуйсуй). Скважиной вскрыты напорные воды, пьезометрический уровень которых поднялся на 30 м выше поверхности земли, дебит составил около 25 л/с. Проявления водоносности нижнепалеозойских отложений наблюдались в хр. Наньшань севернее г. Синина и в хребтах Алашань и Арбисо на севере бассейна. В первом из названных районов, по данным Вэй Хуа-аня (1959), из трещин кварцитов и известняков выходит несколько родников с дебитами 1—12 л/с, резко возрастающими после выпадения осадков. В Алашани и Арбисо дебиты родников невысокие, но вода хорошего качества.

По данным К. Н. Кравченко («Нефтегазоносные бассейны...», 1965), внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна сложена чрезвычайно пестрым комплексом осадочных образований всех систем, за исключением силурийской и девонской, причем пермские и мезозойские нефтегазоносны. Мощность дочетвертичных образований изменяется от 3500 до 11 500 м.

Четвертичные отложения состоят из лёсса, лёссовидных суглинков, эоловых песков, гравийно-галечниковых песчано-глинистых аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, озерно-аллювиальных и грубых делювиальных накоплений и имеют мощность до 300 м.

Подземные воды внутренней области питания бассейна изучены слабо. Сведения о водоносности синия, кембрия и ордовика отсутствуют. Проявления водоносности пермских отложений установлены в 159 км севернее г. Сиани, в местности Ваншева. Водовмещающие породы представлены песчаниками, давшими приток воды к скважине 0,3 л/с при понижении уровня на 1 м. О водоносности карбоновых, триасовых и юрских отложений упоминается в ряде работ, однако конкретных данных о связанных с ними водах не приводится.

Водоносность меловых отложений установлена в хр. Люпаньшань, где, по Б. Д. Русанову (1956), в разрезе их имеется три водоносных горизонта. Наиболее глубокий горизонт, приуроченный к свите K_2, представлен песчаниками, из которых выходят родники с дебитами более 1 л/с. Водовмещающие породы вышележащего горизонта состоят из аргиллитов с линзами песчаников и оолитовых известняков (свита K_4). Они питают малодебитные родники с пресной водой, имеющей запах сероводорода. Водоносный горизонт свиты K_5 сложен мергелями и глинами. Дебиты родников, приуроченных к этой свите, до 1 л/с.

В палеоген-неогеновых отложениях, по данным того же исследователя, также имеются три водоносных горизонта. Водовмещающими породами первого снизу горизонта являются конгломераты, с которыми связано несколько незначительных по дебиту родников со слабосолоноватой водой. Следующий горизонт, отделенный от нижележащего глинами, сложен красными песчаниками. Он питает родники с дебитами более 1 л/с, вода пресная, широко используется населением для водоснабжения. Третий горизонт приурочен к песчаникам, залегающим в толще гипсоносных глин. С ним связаны малодебитные родники с горько-соленой водой.

На лёссовой равнине вследствие ее высокой приподнятости и сильной расчлененности подземные воды залегают на глубине 40—60, местами 100 м (Обручев, 1901; Герасимов, 1955). Наиболее мощный водоносный горизонт находится здесь на границе средне- и верхнечетвертичной лёссовых формаций. Водоносность последней слабая, подземные воды имеют спорадическое распространение. По данным Чжан Цаун-ху и др. («Комплексное изучение...», 1959), наиболее распространенными на равнине являются гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,48 г/л; в предгорьях последняя уменьшается до 0,38 г/л, в более высоких частях — до 0,17 г/л. Вода гидрокарбонатно-хлоридная кальциево-магниево-натриевая и гидрокарбонатная магниево-кальциево-натриевая. На участках близкого залегания подземных вод в результате испарительной концентрации минерализация их возрастает до 0,8 г/л, состав становится гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциевым.

Водовмещающие отложения аллювия расширенной части долины р. Хуанхэ, находящейся на севере бассейна, по данным Б. Д. Русанова (1956), состоят из гравийно-галечных песков и суглинков, местами разделенных глинами. Воды грунтовые и напорные. Первые залегают на глубине до 3 м, на большей части площади пресные, местами солоноватые с минерализацией до 4 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Водоносность пород пестрая, притоки воды к скважинам колеблются весьма значительно (Чжи Би-жень, Ли Бо и др., «Пески Кузунчи...», 1962).

Воды аллювиальных отложений изучались еще в долинах рек, находящихся севернее и западнее г. Синина. Водовмещающие породы, по данным Вэй Хуа-аня (1959), состоят из песчанистых глин, глинистых и гравийно-галечных песков мощностью 8—25 м. Подстилающими отложениями служат палеогеновые красноцветы, породы кровли представлены лёссовидными суглинками. Вода залегает на глубине 3—7, местами 10—15 м. Коэффициенты фильтрации водоносных песков 50—300 м/сут, удельные дебиты скважин 10—66 л/с. Амплитуда колебания уровня 1—3 м, минерализация воды слабая.

Грунтовые воды эоловых песков одного из крупных массивов — Кузунчи, по данным Чжи Би-женя и др., в понижениях между дюнами располагаются на глубине от нескольких десятков сантиметров до 1—3, иногда 3—5 м. Минерализация воды 0,5—5 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам смешанный. В песках, распространенных между р. Хуанхэ на западе и центральной частью Ордосского плато на востоке, в понижениях, разделяющих дюны, вода обнаруживается на глубине 0,6—3 м. В уезде Яньчи из песков выходит родник Инсюнбао, вода которого используется для водоснабжения находящегося здесь населенного пункта (Чжи Би-жень, Ли Сяофан, 1962). Выходы родников из эоловых песков, развитых севернее г. Юйлиня, наблюдал также М. П. Петров (1966).

В аллювиально-пролювиальных отложениях предгорной равнины хр. Дациншань, расположенного севернее Баотоу, формируются грунтовые и напорные воды, дающие притоки воды к скважинам до 10—20 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая, кальциево-магниевая и натриево-магниевая, гидрокарбонатно-сульфатная натриево-магниевая, гидрокарбонатно-хлоридная натриево-магниевая и натриево-кальциевая, сульфатно-хлоридная натриево-магниевая и хлоридно-гидрокарбонатная магниево-натриевая с минерализацией 0,4—1,9 г/л. Изучение баланса грунтовых вод конуса выноса долины р. Куньдулунь показало, что до глубины 1,2 м испарение превышает количество поступающей влаги, ниже соотношение становится обратным, но обе составляющие баланса, т. е. и испарение, и поступление влаги, с глубиной уменьшаются, и на глубине 10,7 м годовая вертикальная питания составляет лишь 176,3 мм. На основании выполненных исследований модуль подземного стока в пределах конуса определен в 0,95 л/с·км² (Чжу Дунь-жень, Ян Чжи-цай, 1959).

Озерно-аллювиальные отложения распространены довольно широко, но воды их практически не изучены. По наблюдениям Лю Пэй-туня и др. (1965), в котловине оз. Дайхай — восточнее г. Лянчэна установлено закономерное изменение состава и повышение минерализации воды от горного обрамления по направлению к центральной части котловины от 0,3 до 2 г/л.

Из изложенного, хотя и очень скудного, материала можно заключить, что значительными ресурсами пресных подземных вод обладают главным образом аллювиальные отложения речных долин, аллювиально-пролювиальные образования конусов выноса и, по-видимому, закарстованные известняки.

В глубоких горизонтах внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна установлены промышленные скопления нефти и газа и большое число пунктов их проявления. Исходя из этого, можно предположить, что в указанных горизонтах распространены высокоминерализованные напорные термальные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава с иодом, бромом и другими микрокомпонентами.

2. Кукунорский артезианский бассейн

Внешняя область питания его, представленная хребтами Циншилин, Кукунорским и Чжунъюнуншань, по данным Чэнь Кэ-цзао и др. («Формирование...», 1964), сложена докембрийскими, синийскими, палеозойскими и нижнетриасовыми метаморфическими толщами, средне- и верхнетриасовыми молассами; мощной толщей юрских песчаников и пелитов с прослоями углей; меловыми образованиями, состоящими из красных песчаников и конгломератов; палеоген-неогеновыми отложениями, сложенными красными конгломератами, песчаниками, пелитами, и четвертичными осадками различных генетических типов. На ряде участков бассейна наблюдаются небольшие массивы разновозрастных гранитоидных пород.

В зоне экзогенной трещиноватости пород внешней области питания бассейна воды, очевидно, имеют минерализацию не более 0,2—0,3 г/л и гидрокарбонатный кальциевый состав. Водоносность пород, по-видимому, невысокая. В аллювиальных отложениях речных долин распространены грунтовые воды, образующие подземные потоки, направленные в сторону оз. Кукунор. Обводненность пород высокая, скважины могут иметь дебиты по нескольку литров в секунду при незначительных понижениях уровней, качество воды хорошее.

К озерно-аллювиальным отложениям, слагающим внутреннюю область питания бассейна, представленную впадиной оз. Кукунор, приурочен мощный напорный водоносный горизонт, залегающий под современными илами и песчано-глинистыми осадками, а там, где последние отсутствуют, — горизонт грунтовых вод, ниже которого могут быть встречены напорные воды. В краевой части области воды пресные с минерализацией 0,4—0,5 г/л. По мере движения к оз. Кукунор минерализация постепенно возрастает и достигает максимального значения в зоне, примыкающей к озеру.

Водообеспеченность бассейна пресными водами, по-видимому, достаточно высокая. Наибольшая мощность зоны пресных вод приурочена к его периферической части. По мере удаления от последней она постепенно уменьшается и на каком-то расстоянии от озера полностью выклинивается.

3. Вэйхэйско-Фыньхэйский артезианский бассейн

Внутренняя область питания бассейна представлена одноименным грабеном, внешняя — обрамляющими его хребтами Люйляншань, Бэйшань и др. Последняя сложена метаморфическими и интрузивными образованиями докембрия, синийскими известняками с прослоями сланцев, кварцитов и песчаников, отложениями кембрия, ордовика, нижнего палеозоя, среднего и верхнего карбона, перми, триаса, юры и мела.

Сведения о водоносности докембрийских метаморфических толщ, интрузивных пород, отложений синия и кембрия отсутствуют. Водопроявления, связанные с ордовикскими известняками, наблюдались главным образом в долине р. Фыньхэ. По Се Ину и др. («Причины образования...», 1959), на обоих берегах ее при выходе на равнину находятся родники Лань-цун. Дебит родников Лешиконь, расположенных на восточном берегу, 0,23 м³/с, а родников Тутан, находящихся на западном берегу, 0,1 м³/с. В этом же районе в известняках пройдено 23 скважины на воду, 15 из них вскрыли самоизливающиеся воды с суммарным дебитом около 0,35 м³/с. В 20 км юго-западнее г. Тайюань имеется группа родников, наиболее крупными из которых являются Наньлао, Шэнму и Шаньми с общим дебитом 2 м³/с. Родники Хуншань с дебитом 1,71 м³/с распо-

лагаются в 10 км к юго-востоку от г. Цзесюсянь. Южнее г. Хосянь выходят родники Гочжуэп с дебитом до 5 м³/с. В долине р. Фыньхэ в 16 км южнее г. Хунчжай (Хундун) находятся родники Куаншэнсы с дебитом 4,8 м³/с. Нако-нец, в 15 км к западу от г. Фэнсян в районе Лунзацы имеются родники с дебитом 5,7 м³/с. Высокая водоносность известняков обусловлена наличием трещин и карста. Обычная ширина первых 3—4 см, в некоторых местах до 40 см. В го-рах Хуншеушэнь выявлены карстовые полости диаметром 0,5—1 м, а также пещеры протяженностью 200—500 м, располагающиеся на различных гипсо-метрических уровнях.

Наблюдения за режимом подземных вод показали, что родники Лунзацы, область питания которых значительно удалена от участка их выходов, имеют наименьший дебит в июле — августе, т. е. когда выпадает больше всего осад-ков, наибольший — в первую половину следующего года. Дебит родников Куаншэнсы, области питания и разгрузки которых совпадают, увеличивается сразу после выпадения осадков.

Минерализация родниковой воды 0,5—0,8 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Родники, приуроченные к ордовикским известнякам, имеются также в районе Тунчуани на Вэйбэйском плато. По данным Юй Шп-юаня (1962), их дебиты 6,8—8,5 л/с, минерализация воды менее 1 г/л, состав гидрокарбо-натно-сульфатный.

В каменноугольных и пермских отложениях водоносны песчаники, обра-зующие в первых водоносные горизонты мощностью до 2 м, а во вторых до четы-рех этажно расположенных напорных горизонтов мощностью 10—20 м, раз-деленных водоупорными сланцами. Дебиты скважин 0,6 л/с, минерализация воды не более 0,2—0,3 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный.

Водовмещающие породы триасовых отложений представлены песчаниками, местами содержащими напорную воду, уровень которой поднимается выше устьев скважин. Вода по минерализации и составу аналогична воде, формиру-ющейся в пермских отложениях. Состав водовмещающих пород юры разнообра-знее: песчаники, конгломераты, пласты углей, разделенные глинистыми слан-цами. В уезде Биньсянь напорные воды этих отложений поднимаются до 13 м выше поверхности земли. Дебиты скважин 1—3 л/с. Сведения о подземных водах меловых отложений отсутствуют.

Внутренняя область питания бассейна внизу сложена палеоген-неогено-выми красноцветами, вверху — четвертичными отложениями. Поднятиями фундамента грабен разделяется на более мелкие грабены Тайюань, Линьфэнь, Юньчэн (Сушуй) и Вэйхэ, объединенные в единую гидравлическую систему речными долинами.

Грабен Тайюань, по данным Чжан Чжэнь-го (1960), в периферической части сложен делювиальными суглинками с щебнем и гравием. Вода залегает на глубине 2—15 м, в периоды выпадения осадков 0,5—1,5 м. Удельные дебиты колодцев 1—10 л/с, минерализация воды 0,5—3 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В аллювиальных песках долины р. Фыньхэ вода залегает на глубине 2 м. Водоносность песков слабая. В при-русловой части реки вода пресная гидрокарбонатная, на некотором расстоянии от русла минерализация возрастает до 3—6 г/л, состав становится хлоридно-сульфатным, хлоридно-гидрокарбонатным и хлоридным.

Грабен Линфэнь находится южнее Тайюаньского и соединен с последним ущельем Линши. Он разбурен несколькими скважинами глубиной 113—249 м в районе г. Хоума, расположенными по поперечнику от предгорьев Цзыцзыншаня

до русла р. Фыньхэ. Скважины вскрыли водоносные аллювиальные пески с гравием, среди которых залегают горизонты глин, благодаря которым в толще песков выделяется от 3 до 6 напорных водоносных горизонтов. В краевой части грабена уровень воды устанавливается на глубине 56,32 м, в центральной 3,43—19 м. На некоторых участках уровень воды верхних горизонтов находится на более высоких отметках, чем нижних, что дало основание Чжан Чжень-го (1960) предположить восполнение ресурсов воды нижних горизонтов за счет поступления ее из верхних.

Грабен Юньчэн (Сушуй) расположен южнее одноименного города в долине р. Сушуйхэ, севернее хр. Чжунтяошань и восточнее оз. Усинху. Грабен заполнен кайнозойскими образованиями мощностью до 250 м. Ван Да-чунь (1966) выделил в их разрезе четыре группы пород.

Первую (нижнюю) группу мощностью около 50 м составляют озерные, возможно, неогеновые глины с прослоями песка и дельтовые пески. Вторая группа, находящаяся на глубине 120—200 м, сложена озерно-аллювиальными песчано-глинистыми образованиями. В составе третьей группы мощностью 70 м помимо озерно-аллювиальных отложений наблюдаются пролювиальные накопления. Четвертая группа мощностью около 50 м очень сходна со второй. В песках нижней группы встречены напорные воды с пьезометрическим уровнем, поднимающимся более чем на 5 м над устьем скважин. Дебиты последних 0,5—13 л/с, минерализация воды 0,75—1,17 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый. Воды второй группы заключены в мелком и среднем песке. Уровни поднимаются на 3—5 м выше поверхности земли. Дебиты фонтанирующих скважин в западной части около 0,5 л/с, в восточной до 2—4 л/с. Минерализация воды 0,5—1 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый. Воды третьей группы поднимаются на 0,3—3 м над устьем скважин. Дебиты последних при изливе воды 0,21—1,5 л/с, минерализация воды 0,66—2,88 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый и сульфатный кальциевый и натриевый. В четвертой группе пород развиты грунтовые воды. В северной части грабена они залегают на глубине 5—10 м, в центральной 2—5 м, на заболоченных массивах еще ближе к поверхности. Дебиты скважин достигают 4 л/с. Минерализация воды от 3 до 104,89 г/л, состав сульфатный и хлоридный натриевый.

Из изложенного видно, что с увеличением глубины залегания возрастают напоры воды и дебиты скважин. Минерализация воды, как и в грабене Тайюань, с глубиной сначала уменьшается, а затем возрастает. Описываемую часть бассейна, очевидно, можно отнести к высоководообеспеченной.

Грабен Вэйхэ расположен в юго-западной части бассейна и выполнен достаточно мощной (до 500 м) толщей палеоген-неогеновых красноцветов и четвертичными отложениями. В первых имеется несколько напорных горизонтов, данные о которых отсутствуют. В четвертичных отложениях предгорных равнин формируются свободные и напорные воды, встречающиеся на глубине 20—50 м. Дебиты скважин 0,25—0,4 л/с, воды пресные гидрокарбонатные. В пойменных отложениях долины р. Вэйхэ, представленных мелкими песками, грунтовые воды, по данным Юй Ши-юаня (1962), залегают на глубине 5—15 м. Притоки к скважинам достигают 1,2 л/с, вода гидрокарбонатно-сульфатная пресная. В отложениях первой — третьей террас долины вода встречается на глубине 1—17 м; водовмещающими являются песчано-гравийные образования; дебиты скважин 0,6—1,5 л/с; вода гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная.

В озерно-аллювиальных отложениях, выполняющих мелкие и редкие котловины, вода находится на небольшой глубине, минерализация до 51,85 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриевый.

VIII. СЕВЕРО-КИТАЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В пределах этого района располагаются три артезианских бассейна: Северо-Китайский, Ляохэйский и Яньбэйский (Датунский) (см. рис. 1).

1. Северо-Китайский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна сложена осадочно-метаморфическими и интрузивными образованиями архея, протерозоя, нижнего и перасчлененного палеозоя, пермо-карбона, пермо-триаса, триаса, юры и мела. Фундамент его имеет очень неровную поверхность. Максимальное погружение последней, достигающее 5—7 км, наблюдается в его западной части. На побережье Чжилийского (Бохайваньского) и Ляодунского заливов оно уменьшается до 1000 м, но на побережье Желтого моря, южнее Шаньдунских гор, вновь местами увеличивается до 5 км. Прогибы и поднятия представляют собой крупные блоки, опущенные или приподнятые относительно друг друга по системе разломов, простирание которых подчинено общему плану складчатых структур района. В частности, Шаньдунские горы являются одним из таких крупных блоков фундамента, по системе разломов выведенного на поверхность. Это тоже часть внешней области питания, сложенной теми же стратиграфическими комплексами, которые участвуют в строении других горных систем ее.

В западной части внешней области питания вода в протерозойских отложениях встречена в бассейне р. Юндинхэ, около Гуаптина. По данным Б. Д. Русанова (1956), в зоне дробления, проходящей в известняках, имеются выходы родников. Северо-западнее Пекина, в предгорьях хр. Тахайшань, вода в этих породах вскрыта скважиной с удельным дебитом 2 л/с, состав воды гидрокарбонатный кальциевый, минерализация 0,4—0,5 г/л. В бассейне р. Ванчуань, на северном склоне хр. Цинлин, из протерозойских известняков выходит несколько малодебитных родников, вода гидрокарбонатная кальциево-патриевая, общая жесткость 3,5—3,8 мг-экв/л. В этом же районе протерозойские граниты и гнейсы питают небольшие родники. В 45 км к востоку от г. Сюаньхуаши вода в докембрийских песчаниках вскрыта горными выработками при отработке одного из месторождений. Приток воды в штольню в дождливый период 18—25 м³/ч, коэффициент водообильности месторождения 0,3—1. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая с минерализацией до 0,5 г/л. Сведения о водоносности кембрийских и девонских отложений этого района отсутствуют. Водоносность ордовикских отложений установлена в районе пос. Уань, примерно в 25 км западнее г. Хандань; в горах Юйцюаньшань севернее Пекина и в районе Юйсянского угольного месторождения. Водовмещающие породы представлены закарстованными и трещиноватыми известняками. На первом участке зафиксированы многочисленные воронки и пещеры диаметром до 4 м. В районе одной из пещер — Хэйлундун выявлено около 30 родников, выступающих из карстовых пустот с общим дебитом 9 м³/с. В горах Юйцюаньшань, по данным Цянь Аня (1958), Ма Хун-юня и Лю Цзя-сяна (1959), дебиты родников, дающих начало рекам Цинхэ и Чанхэ, составляют 1—1,5 м³/с.

В районе Юйсянского месторождения ордовикские отложения встречены на глубине 300—500 м, они содержат напорные воды, уровень которых над местом вскрытия ее скважинами поднимается на 80—125 м. Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией менее 1 г/л. По Тянь Цзи-шэню (1960), притоки воды к скважинам ничтожны.

Подземные воды в породах карбонового возраста вскрыты в районе поселков Уань и Гун — около г. Таньшань и пос. Пиндиньшань — недалеко от г. Юсян в провинции Хэнань. В районе пос. Уань отложения представлены главным образом известняками, образующими пласты мощностью 3—6 м. Известняки трещиноваты и закарстованы, ширина трещин 1—10 мм, диаметр карстовых полостей 10—71 см. Дебиты водопунктов 0,01—5,43 л/с. В районе пос. Гун

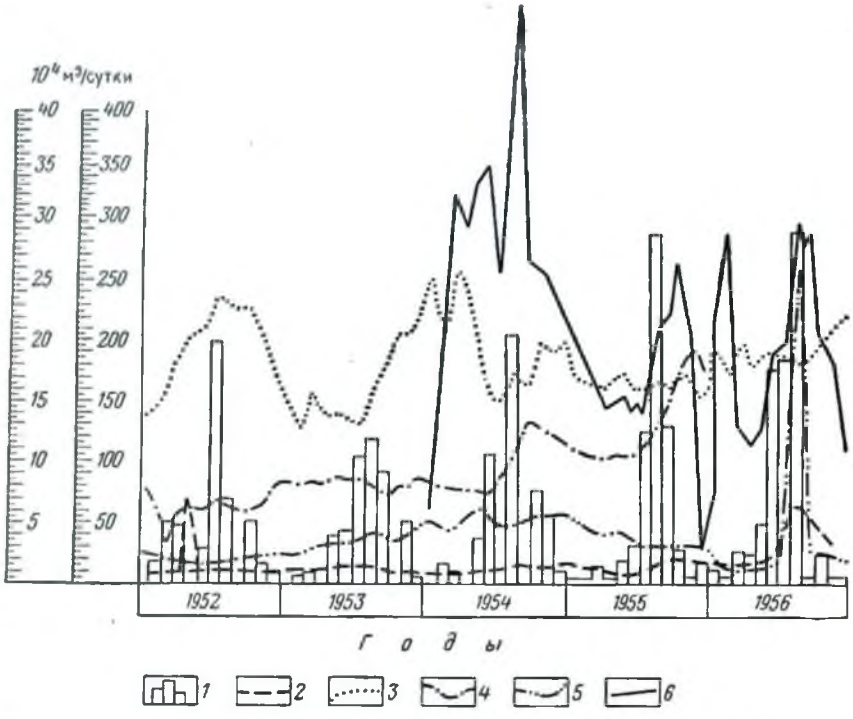


Рис. 45. График притока воды в шахты угольного месторождения Уань в районе Фэнфэн (по данным «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 9)

1 — осадки; притоки воды к шахтам: 2 — № 3; 3 — № 1; 4 — № 4; 5 — № 2; 6 — № 5

карбоновые отложения представлены песчаниками, содержащими маломощные прослои известняков, из которых в периоды выпадения осадков наблюдается значительный приток воды в горные выработки. В районе пос. Пиндиньшань водоносны также прослои закарстованных известняков, заключенные между песчаниками. Удельные дебиты скважин достигают 3,5 л/с.

Водоносность пермо-карбоновых отложений установлена на участке Уаньского угольного месторождения и в районе пос. Пиндиньшань. По данным журнала «Шуйвэнь дичжи...» (№ 9, 1959), притоки из угленосных отложений в скважины составили 0,001—0,75 л/с, дебиты родников 0,01—0,6 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная магниевая с минерализацией менее 1 г/л. Зависимость между притоками воды в шахты Уаньского месторождения и атмосферными осадками показана на рис. 45. В районе пос. Пиндиньшань вода содержится в песчаниках, отличающихся весьма слабой водоносностью. В этих двух

районах изучалась и водоносность пермских отложений, представленных песчаниками. Дебиты водопунктов в районе Уаньского месторождения 0,002—1 л/с, в направлении с юго-запада на северо-восток они уменьшаются. Минерализация воды менее 1 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. На втором участке в песчаниках отмечено несколько маломощных водоносных горизонтов, содержащих пресную воду.

Водоносность триасовых отложений установлена лишь в районе Пекина. Водовмещающие породы представлены сланцами, к которым приурочены выходы многочисленных родников с дебитами от долей до 20 л/с (Цянь Ань, 1958).

Юрские и меловые отложения, распространенные во внешней области питания западной части бассейна, сложены главным образом осадочно-эффузивными образованиями. Они выполняют небольшие межгорные впадины, а также наблюдаются на относительно высоких отметках в горах. Дебиты родников от очень незначительных до 5 л/с и более, фиксируемых после обильных дождей. Дебиты скважин, по данным Цянь Аня (1958), 0,5—1 л/с. Там, где эти отложения залегают на приподнятых участках, вода пресная, в более глубоких горизонтах минерализация увеличивается до 3,5 г/л.

В пределах Шаньдунского массива из ордовикских закарстованных известняков, развитых в районе г. Цзинань, выходят несколько десятков родников, уровни и дебиты которых весьма существенно колеблются. Так, по Фан Хун-цы (1948), в 1944 г. дебиты родников составляли 2,3 м³/с, в 1954 г., по Хуан Чунь-хаю (1959), 5,02 м³/с, а в 1955 г. — 4,21 м³/с. Фан Хун-цы отмечает, что дебиты родников в 1944 г. были значительно меньше, чем в 1916—1926 гг., и почти в 2 раза меньше по сравнению с 1954—1955 гг. Это объясняется колебанием количества осадков в эти годы. Например, с 1916 по 1926 г. в районе Цзинани выпадало в среднем по 652,5 мм осадков ежегодно; в 1939—1940 гг. лишь 388 мм, или на 40% меньше; в 1952—1954 гг. 709 мм, т. е. почти в 2 раза больше, чем в 1939—1940 гг., что и привело к такому же увеличению дебитов родников. Интересен режим дебитов и уровней воды цзинаньских родников и в течение года: периоды наибольшего или наименьшего количества осадков отражаются на их режиме примерно через полгода. Отсюда следует, что в дождливый сезон родники имеют минимальный дебит и наиболее низкий уровень, в засушливый — наоборот. Причина этого несоответствия, как предполагает Хуан Чунь-хай (1959), заключается в значительном удалении места выхода родников от области питания, находящейся в Шаньдунских горах. Минерализация воды за период наблюдений практически не изменялась (0,3—0,36 г/л), состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Значительно обводнены ордовикские известняки также в районе Бошань-Чжичжоу (Русанов, 1956).

Известняки наиболее водоносны и в разрезе карбоновых отложений. Приток воды в горные выработки одного из месторождений Шаньдунского массива достигал 108 м³/ч. Карбоновые и пермские песчаники слабоводоносны. Слабо обводнены и меловые эффузивно-осадочные образования. Состав воды всех этих комплексов аналогичен составу воды цзинаньских родников.

Среди четвертичных отложений внешней области питания бассейна наиболее водоносны аллювиально-пролювиальные и аллювиальные образования. Первые в головных и средних частях конусов выноса питают скважины с удельными дебитами до 60 л/с; притоки к скважинам, заложенным в их нижних частях, невысокие. Значительные ресурсы подземных вод аккумулируются здесь в аллювиальных отложениях. В долине р. Вапчуань эти отложения состоят из разновозрастных гравелистых песков, содержащих гидрокарбонатную натриевую воду с жесткостью 1—1,4 мг-экв/л. Пресные грунтовые воды

в песчано-гравелистых отложениях речных долин встречены в районе пос. Пиндиньшань и Уаньского месторождения. Дебиты водопунктов 0,1—10 л/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией менее 1 г/л. В Юйсяньской впадине на участке угольного месторождения эти отложения, по Тянь Цзи-шэну (1960), имеют мощность более 400 м и внизу представлены гравийными песками, перекрытыми глинами. В них встречена напорная вода, уровень которой поднялся от 5,6 до 21,5 м над поверхностью земли. Дебиты скважин 4,2—7,5 л/с в северной части впадины и 11,65—17,15 л/с в южной. Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,07—0,12 г/л. В аллювиальных отложениях долины р. Юндинхэ мощностью около 100 м вода в пойме реки залегает на глубине 1—3 м, на террасах до 10 м. По составу неглубоко залегающая вода гидрокарбонатная с минерализацией 0,5—1 г/л, минерализация более глубоко залегающей воды 1—3 г/л (Лю Цзунь-хай, 1961). В долинах Шаньдунских гор грунтовые воды также широко распространены. В нижней части долины р. Цзяохэ и в низовьях других долин воды отличаются повышенным содержанием сульфатов и хлоридов, а в верховьях долин они пресные гидрокарбонатные (Русанов, 1956).

Воды глубоких горизонтов внутренней области питания бассейна, приуроченной к Северо-Китайской равнине, не изучены. Очевидно, водовмещающие породы ее представлены юрскими, меловыми и палеоген-неогеновыми пестроцветными песчаниками, конгломератами, песками, разделенными водоупорными сланцами, аргиллитами и глинами. В этих породах формируются напорные термальные воды, пьезометрический уровень которых при вскрытии, возможно, будет устанавливаться выше поверхности земли. Вода высокоминерализованная, хлоридная натриевая и хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая.

Четвертичные отложения, слагающие внутреннюю область питания бассейна, представлены в основном аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями, в меньшей степени озерно-болотными и морскими. По данным журнала «Дичжи кэцзы цинбао» (№ 1, 1960), на площади Хуайбэйской равнины, находящейся между реками Хуанхэ и Хуайхэ, мощность их превышает 1000 м, в полосе Фоунань — Иншан уменьшается до 400—200 м, а в районе Пекина до 100 и даже до 40—10 м (Цянь Ань, 1958). Состав отложений чрезвычайно непостоянный. Наиболее грубые осадки распространены в предгорной части равнины, более тонкие в прибрежной. В разрезе их, как правило, наблюдается чередование песчаных горизонтов, часто содержащих гальку и гравий, с жирными суглинками или глинами. По простиранию горизонты обычно быстро выклиниваются и взаимозамещаются, но на отдельных участках достаточно выдержаны, в связи с чем наряду с грунтовыми водами, характерными для верхней части разреза, в глубоких горизонтах последнего формируются напорные воды. По данным того же журнала, в районе Фоунани до глубины 300 м встречено семь напорных горизонтов, разделенных глинами и состоящих из гравийных песков общей мощностью 101 м. В Иншане до глубины 200 м выявлено шесть горизонтов, сложенных песками мощностью 108 м. В районе Низюцзи и Даньчэна до той же глубины установлено по три горизонта, состоящих из мелко- и среднезернистых песков суммарной мощностью 125 и 25 м. Пьезометрические уровни вод некоторых горизонтов поднимаются на несколько метров над поверхностью земли. При этом чем больше глубина их залегания, тем выше напор воды. На равнине Хайген, расположенной восточнее Великого канала, напорные воды встречены на глубине 120 м и более. Скважина в уезде Хуанхэ глубиной 230 м вскрыла водоносный горизонт с пьезометрическим уровнем, поднявшимся на 6—7 м выше устья. Скважина в пригороде северной части

г. Тяньцзин глубиной 120 м при фонтанировании выбрасывала большое количество воды. Во впадинах Вэньчан, Банбэ и Цяньча, находящихся восточнее оз. Юндинхэ в северной части равнины, мелкие скважины при том же режиме давали 0,5—2,5 л/с, а более глубокие — 2—8 л/с.

Повсеместно распространены во внутренней области питания грунтовые воды. В Хуайбэйской равнине они залегают на глубине 1—6 м. Фильтрационные свойства водовмещающих пород изменяются от предгорий равнины к морскому побережью. Коэффициенты фильтрации, определенные по откачкам из колодцев, в районах Хаосянь, Тайхэ, Линьцуань 10—20 м/сут, Даншань, Суцзин, Сусянь, Линби 5—10 м/сут, Фоупань, Иншань, Фынтай, Хуаньюань и Сысянь 1—5 м/сут. На уменьшение фильтрационных свойств пород в том же направлении указывает и Цянь Ань (1958) по наблюдениям в долине р. Юндинхэ в районе Пекина. Прогнозные ресурсы грунтовых вод в этой части равнины, оцененные до глубины 7 м, составляют 297 тыс. м³, до глубины 50 м — 1850 тыс. м³. Минерализация воды 0,3—0,7 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый и гидрокарбонатно-хлоридный магниево-кальциевый («Дичжи кэцзы цинбао», № 1, 1960).

Лю Цзунь-хай (1961) отмечает, что в прибрежном районе, на западе ограниченном Великим каналом, на юге р. Шибэйхэ и на севере впадиной Хуанчжуанван, вода находится на глубине 1—1,5 м. Минерализация с запада на восток увеличивается с 2—5 г/л на площадях, примыкающих к каналу, до 30—50 г/л на побережье моря. К северу от впадины Хуанчжуанван и среднего течения р. Цзиюньхэ вода встречается на глубине 1,5—15 м и имеет минерализацию 1—3 г/л.

Широкое распространение четвертичных и неогеновых отложений на площади Великой равнины, большая их мощность и высокая водоносность позволили Сяо Нань-сэню (1960) и др. сравнить область развития этих вод с «подземным морем». Последнее, по их данным, охватывает территории провинций Хэнань, Шаньдун, Аньхой, Цзянсу и Чжэцзян общей площадью около 200 тыс. км². Глубина подземного моря у краев 200—300 м, а во впадинах превышает 1000 м. Оно делится на цзянсуйскую и хуайбэйскую части. На равнине Цзянсу наибольшая глубина подземного моря находится вблизи Яньчэня и Шэяна и превышает 400 м. Дебит одного бурового колодца на ее площади может достигать 40 л/с. Самая глубокая часть подземного моря на Хуайбэйской равнине находится между городами Кайфын и Чжоукоу. Максимально возможные дебиты колодцев для нее оцениваются в 20—25 л/с. Сяо Нань-сэнь (1960) определил геологические запасы воды подземного моря в $7 \cdot 10^{12}$ м³, в том числе до глубины 200 м в $824 \cdot 10^9$ м³. Возможный отбор воды со всей площади подземного моря оценивается более чем в 400 м³/с.

В распределении состава и минерализации подземных вод наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Во внешней области питания бассейна вода гидрокарбонатная кальциевая или кальциево-магниевая с минерализацией 0,2—0.3 г/л.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод на участках, примыкающих к горному обрамлению, состав их становится гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниево-натриевым и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным натриевым, а минерализация возрастает до 0,4—0,5 г/л (Kleczkowski, 1963). В области развития аллювиально-дельтовых образований минерализация возрастает от 2,7 до 40 г/л, состав воды хлоридный натриево-магниево-кальциевый.

Большое влияние на формирование состава воды прибрежной части бассейна оказывает море. По Сяо Нань-сэню (1960), минерализация грунтовых вод вблизи г. Сяньчэн в провинции Цзянсу недалеко от берега моря у поверхности земли составляет 4,1 г/л, а на глубине 20 м достигает 43,1 г/л. Вода в первом случае хлоридно-гидрокарбонатная натриево-магниевая, во втором хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. В воде установлен иод (в первой пробе 40 мг/л, во второй — 7 мг/л).

Влияние моря на формирование грунтовых вод побережья изучалось также В. А. Ковдой (1959) на площади госхоза «Байгэчжуан» в дельте р. Лехэ у залива Бохай. Вода залегает здесь на глубине 0,6—1,5 м, минерализация ее колеблется от 40 до 150 г/л и в основном обязана испаряющей деятельности климата. Во время приливов морские воды распространяются в сторону суши на 30—40 км. По частоте и длительности затопления приливами выделяются три подзоны: ежедневного затопления, захватывающая прибрежную полосу с высотами до +1 м; ежегодного затопления с высотами до +2,5 м, простирающаяся на 15—20 км от берега; периодического (примерно один раз в десятилетие) затопления, включающая наиболее удаленные от моря участки суши с высотами более +2,5 м. В табл. 52 приведены данные о минерализации грунтовых вод выделенных подзон.

В замкнутых понижениях минерализация воды уменьшается за счет опресняющего влияния атмосферных осадков, задерживающихся в них. Этим же В. А. Ковда объясняет несколько меньшую минерализацию воды в третьей подзоне по сравнению со второй. Состав воды всех подзон хлоридный натриево-магниевый. Действительная картина распределения минерализации и состава грунтовой воды равнины является более сложной, так как последняя пересечена густой сетью оросительных каналов и речных русел, часто поднятых дамбами выше ее поверхности. Вследствие этого поверхностные воды фильтруются в грунтовые, приводя к образованию на участках, прилегающих к руслам рек и каналов, зон слабоминерализованных вод.

Таблица 52

Показатель	Ежедневно затопляемая	Редко затопляемая		Практически незатопляемая (затопляемая примерно через десятилетие)		
		прибрежная равнина и пологие склоны	замкнутые понижения	плоские равнины	слабо приподнятые массивы	замкнутые понижения
Минерализация грунтовых вод, г/л	48,8	147,0	115,3	99,7	66,5	39,2
Глубина залегания, см	60	146	102	65	82	74
Содержание солей в слое почвы 0—10 см, % .	1,65	5,37	2,06	1,64	1,05 (в слое 11—28 см)	0,46

По Сяо Нань-сэню (1959), опробование буровых колодцев в городах Динчжуань и Юйчэн в провинции Хэнань показало закономерное снижение минерализации воды с глубиной. Так, вблизи поверхности она составляла 3,4 г/л, на глубине 50 м уменьшилась до 2 г/л, а на глубине 100 м — до 1,5 г/л. Состав воды смешанный по катионам и анионам с некоторым преобладанием ионов

хлора и натрия. По данным этого же исследователя, в окрестностях г. Кайфын, центра провинции Хэнань, пресная напорная вода встречена на глубине 180 м, а в районе г. Сяньчэн в провинции Цзянсу — 200 м. В дельте р. Хайхэ мощность зоны засоленных грунтов 50—70 м. Пресные напорные воды с пьезометрическим уровнем, устанавливающимся иногда выше поверхности земли, встречены здесь на глубине 100—150 м. Эти хотя и немногочисленные данные показывают, что гидрохимический профиль восточной части внутренней области питания бассейна сложный. Под верхним горизонтом солоноватых и высокоминерализованных вод здесь залегает, по-видимому, серия напорных горизонтов, содержащих пресную воду. Мощность этой серии не определена, так как ни в одном из названных пунктов буровые колодцы не пересекли ее полностью. Можно лишь предположить, что она является достаточно большой (не менее 1000—1200 м). Ниже зоны пресных вод, видимо, располагается зона затрудненного водообмена и застойного режима со свойственными им водами высокой минерализации и рассолами с микрокомпонентами.

На ряде участков бассейна изучался режим подземных вод. В районе Саньмынся на р. Хуанхэ наблюдениями были охвачены грунтовые воды аллювиальных отложений первой террасы реки и островов Жэньмынь, Шэньмынь и Гуймынь, второй и третьей террас, а также напорные воды угленосных отложений и закарстованных известняков карбона.

На первой террасе и островах воды залегают на глубине 5—20 м и тесно связаны с р. Хуанхэ. Во время паводков на реке грунтовые воды сразу начинают подниматься, а в период маловодья они питают р. Хуанхэ. Наиболее высокое стояние воды наблюдается в июле — сентябре, минимальное — в апреле. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 4—6 м. На высоких террасах в удалении от реки грунтовые воды залегают на глубине 30—40 м. Максимальный и минимальный уровни здесь также наблюдаются в те же месяцы, но годовая амплитуда их уменьшается до 3—4 м.

В угленосных отложениях карбона напорные воды залегают на глубине 50—90 м. Годовой размах уровня составляет 1—2 м. Подъем или понижение его начинается только на пятый день после подъема или опускания горизонта воды в р. Хуанхэ. Режим подземных вод закарстованных известняков также обнаруживает тесную зависимость от режима поверхностных вод р. Хуанхэ. Здесь подъем или понижение уровня их происходит обычно на третий день после подъема или опускания уровня воды в реке. Амплитуда колебания последнего несколько больше, чем вод угленосных отложений, и достигает 3 м («Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», № 4а, 1959).

Второй участок, на котором изучался режим грунтовых вод, находится в вершине конуса выноса р. Юндинхэ в районе Пекина. Амплитуда колебания уровня здесь имеет такую же величину, как и в районе Саньмынся. Наиболее высокий уровень воды и максимальная амплитуда колебания отмечаются в грунтовых водах пойменных отложений. По мере удаления от русла реки амплитуда колебания уровня постепенно уменьшается (Ма Хун-юнь, Лю Цзя-сян, 1959). На значительные колебания уровня воды в северной части внутренней области питания бассейна указывает также А. Клечковский (Kleczkowski, 1963). По его данным, самые большие годовые амплитуды колебаний (8—10 м) наблюдаются на площади конусов выноса в предгорьях. Максимальные амплитуды в зоне влияния рек на подземные воды приурочены к годам с обильными осадками. Вблизи рек колебания уровней воды в неглубоких колодцах обычно совками. Вблизи рек колебания уровней воды в неглубоких колодцах обычно совпадают во времени с подъемом уровней на реках, по мере удаления от реки оно несколько запаздывает. Отставание по отношению к максимуму осадков

и поднятию уровней воды на реках чаще всего наблюдается в глубоких колодцах. Химический состав грунтовых вод в периоды паводков аналогичен составу речной воды.

Большое влияние на режим грунтовых вод бассейна оказывает инженерная деятельность человека. Создание многочисленных гидротехнических сооружений, в частности на Хуайбэйской равнине, внесло коренные изменения в их естественный режим. Оно привело к нарушению уклонов потоков грунтовых вод, разделению их на несвязанные горизонты с замкнутыми изогипсами уровня в пределах малых участков и к резкому перепаду их.

Восполняются ресурсы подземных вод глубоких горизонтов бассейна главным образом за счет воды, поступающей со стороны внешней области питания, и грунтовых вод на участках, где между этими двумя типами вод существует связь. Грунтовые воды питаются за счет атмосферных осадков, вод рек, каналов, конденсационной влаги, напорных вод нижележащих горизонтов на участках их разгрузки, а также морских вод.

Разгрузка подземных вод бассейна в целом происходит в Восточно-Китайский субмаринный артезианский бассейн, а грунтовых вод его, кроме того, через речную и озерную сеть и путем испарения с капиллярной каймы на площадях близкого залегания этих вод от поверхности земли.

2. Ляохэйский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена южной частью Восточно-Маньчжурских гор, невысокими горами, разделяющими бассейны рек Ляохэ и Сунгари, и хребтом Большой Хинган. Низменность долины р. Ляохэ, часто называемая Южно-Маньчжурской, является внутренней областью питания и накопления подземных вод бассейна.

Внешняя область питания бассейна сложена образованиями всех геологических систем, за исключением силурийской и девонской. Состав допалеогеновых комплексов аналогичен составу одновозрастных комплексов Северо-Китайского артезианского бассейна. Отложения палеогена и неогена распространены незначительно и состоят из пестрых песчаников, сланцев, конгломератов, углей, горючих сланцев, красных глин, базальтов. Достаточно широко во внешней области питания развиты интрузии кислого и основного состава, среди которых установлены допалеозойские и палеозойские, а также более молодые мезозойские.

В горах восточного склона Большого Хингана, по данным Б. Д. Русанова (1956), в 120 км к северо-западу от г. Цзиньчжоу в местности Вафоцзы в закарстованных известняках кембрия встречены напорные воды, уровень которых в некоторых пунктах поднимается выше поверхности земли. Вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 0,1—0,2 г/л. На том же участке имеются родники, выходящие из трещин в синийских известняках, с дебитами 1—5 л/с. Несколько родников, приуроченных к кембро-ордовикским известнякам, зафиксировано в районе г. Цзиньчжоу, а также к северу и западу от него. Самый крупный родник, фонтанирующий с дебитом в несколько сот литров в секунду, находится на дне озера в г. Цзиньчжоу. Вода гидрокарбонатная кальциевая слабоминерализованная.

В Восточно-Маньчжурской горной стране родники из древних кристаллических сланцев, гнейсов и диоритов выходят в районе Хайчэна в 25—30 км юго-юго-западнее г. Аньшаня в хр. Ляодунцинляншань. Они функционируют лишь в периоды выпадения дождей и некоторое время после, а затем пересы-

хают. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 1 г/л. Второй участок — Сайматин, в пределах которого известны родники, приуроченные к песчаникам юрской угленосной свиты, находится в 60 км юго-юго-восточнее г. Бэньсиху в хр. Чанбайшань. Их дебиты до 2 л/с. Высоководоносны песчано-гравийно-галечные образования, выполняющие речные долины. Вода в них гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией около 0,1—0,2 г/л.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна представляет собой крупный двусторонний грабен с весьма неровной поверхностью фундамента, заполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Данные о водах триасовых (?) и юрских отложений отсутствуют.

В нижнемеловых песчаниках и песчанико-сланцевых породах воды вскрыты в районе г. Чаоян и пос. Даоцюаньцзы в бассейне р. Далинхэ. По данным Хань Чжао-цина и Чжоу Хэн-цяня (1960), воды напорные. Водопункты, каптирующие верхний водоносный горизонт, имеют дебиты до 4,35 л/с, вода гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией 1,2—2 г/л; притоки к скважинам, вскрывшим нижележащий горизонт, до 0,54 л/с, вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая, минерализация 0,5—1,1 г/л.

Во внутренней области питания бассейна широко распространены воды четвертичных отложений. В долине р. Далинхэ их мощность 20—68 м, вода залегает на глубине 3—12 м, ее минерализация выше 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Дебиты водопунктов 0,2—1,45 л/с (Хань Чжао-цин, Чжоу Хэн-цянь, 1960).

По данным Б. Д. Русанова (1956), центральная часть долины р. Ляохэ сложена песками и суглинками, на которых залегает покров лёсса или лёссовидных суглинков. В дельте долины широко распространены мелкозернистые пески, по-видимому, с прослоями суглинков и глин. В связи с близким залеганием грунтовых вод, приливно-отливными явлениями и высоким испарением на поверхности дельты значительно развиты солончаки, а сами грунтовые воды, видимо, сильно минерализованы. Бассейн в целом относится к высокообеспеченным пресными водами.

3. Яньбэйский (Датунский) артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна на северо-западе представлена хр. Цайяошань, на юго-востоке — хр. Хуанхуашань. Между ними располагается Яньбэйская впадина, являющаяся внутренней областью питания бассейна.

В строении внешней области питания бассейна участвует тот же возрастной комплекс пород, что и во внешней области питания соседнего с ним Северо-Китайского бассейна. Чжан Чжэнь-го (1960) указывает, что воды, формирующиеся здесь, питают большое число родников, выходящих из различных по возрасту и составу пород. По данным Се Ина, Чжан Чжэнь-го и др. («Причины образования...», 1959), между горой Хуншоушань на севере и равниной уезда Шосянь на юге из закарстованных известняков ордовика по берегам р. Сан-ганьхэ выходит более 100 родников. Наиболее значительные из них Сымпо и Шэньтоу с дебитами соответственно 6,25 и 1,7 м³/с. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,41 г/л. На участке угольного месторождения близ г. Датун в ордовикских известняках вскрыты напорные воды, уровень которых установился на 4 м выше поверхности земли. Подземная вода встречена также в зоне экзогенной трещиноватости песчаников, сланцев, гранитов и других пород допалеозоя, палеозоя и мезозоя.

Глубокие части Яньбэйской впадины сложены, по-видимому, мезозойскими и палеоген-неогеновыми образованиями, но водоносность их не изучена.

Четвертичные делювиальные и, очевидно, аллювиально-пролювиальные отложения образуют шлейф, окаймляющий периферию Яньбэйской впадины шириной 3—10 км (рис. 46). Они представлены песчано-глинистыми образованиями с щебнем, грубым гравием и глыбами пород. Удельные дебиты колодцев, каптирующих воды этих отложений, 1—10 л/с, минерализация воды 0,5—1 г/л. По направлению к центральной части впадины крупность обломочного материала уменьшается, в связи с чем водоотдача пород ухудшается, удельные дебиты колодцев сокращаются от 2 до 10 раз, минерализация воды увеличивается до 1—3 г/л, состав ее из гидрокарбонатного преобразуется в гидрокарбонатно-сульфатный. Центральная часть бассейна сложена аллювиальными песками и суглинками, вода в которых залегает на глубине около 2 м. Вследствие

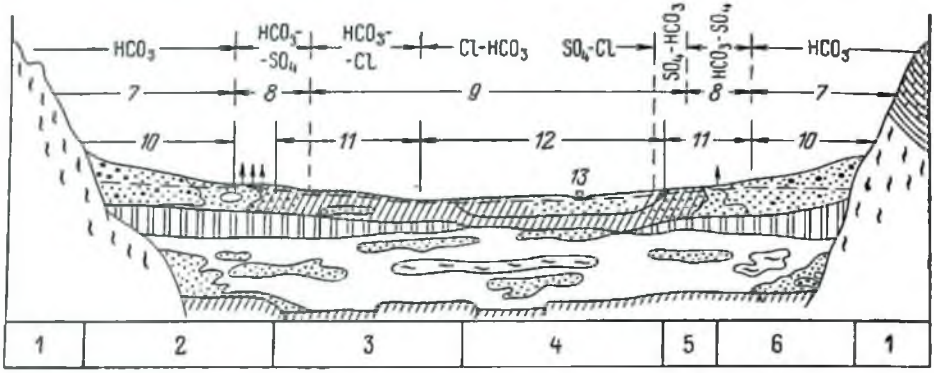


Рис. 46. Гидрогеологический разрез Яньбэйской впадины на платформе Шаньси (по Чжан Чжань-го, 1960)

1 — горный район, *2*, *6* — делювиальная зона; *3*, *5* — делювиальный склон равнины; *4* — аллювиальная равнина; *7* — зона растворения солей; *8* — переходная зона; *9* — зона накопления солей; *10* — зона благоприятного залегания и стока грунтовых вод; *11* — зона выходов грунтовых вод на поверхность; *12* — зона медленного стока грунтовых вод; *13* — р. Сангань

интенсивного испарения минерализация ее здесь возрастает до 3,6 г/л, состав становится хлоридным, хлоридно-гидрокарбонатным и хлоридно-сульфатным и лишь на участках, прилегающих к руслам рек, она по-прежнему остается гидрокарбонатной с минерализацией менее 1 г/л.

Ниже горизонта грунтовых вод распространены напорные воды, приуроченные к гравийно-галечным образованиям, залегающим среди глин и обычно образующим несколько этажно расположенных водоносных горизонтов. Чем глубже находятся последние, тем выше отметка пьезометрического уровня воды, и наоборот, чем ближе к поверхности земли находятся эти горизонты, тем она ниже. Минерализация воды с глубиной несколько уменьшается. Так, в скважине, пробуренной в районе г. Датун до глубины 150 м, встречено пять горизонтов с минерализацией воды (снизу вверх, г/л): 0,3; 0,32; 0,33; 0,32 и 0,4. По Чжан Чжень-го (1960), это уменьшение отмечается до глубины примерно 250 м, затем она вновь начинает повышаться. Основными путями, по которым во впадину поступают подземные и поверхностные воды, по мнению этого автора, являются долины, расчленяющие внешнюю область питания. Роль междолинных участков в пополнении ресурсов подземных вод незначительна. Разгружаются глубокие водоносные горизонты бассейна по разломам, а подземные

воды, находящиеся в зоне активного водообмена, — через гидрографическую сеть и путем испарения. Бассейн относится к высокообеспеченным пресными водами.

IX. СЕВЕРО-КОРЕЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район представляет собой горную страну, на площади которой располагаются Восточно-Маньчжурские, Северо- и Восточно-Корейские горы (см. рис. 1).

По данным китайских, корейских и советских геологов («Региональная стратиграфия Китая», 1960; «Геология Кореи», 1964), в строении района участвуют образования всех стратиграфических подразделений, за исключением среднепалеозойских.

Архейские и протерозойские образования сложены гнейсами, гранито-гнейсами, сланцами, кварцитами, амфиболитами, филлитами, мраморами, доломитами и доломитизированными известняками. Нижне- и верхнепалеозойские отложения состоят из сланцев, филлитов, аргиллитов, алевролитов, кварцитов, конгломератов, песчаников, известняков, доломитов и некоторых других пород. В разрезе юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений установлены песчаники, аргиллиты, конгломераты, глинистые сланцы с пропластками углей, базальты, андезиты и их туфы, агломераты. Кайнозойские эффузивы, наиболее значительные покровы которых наблюдаются на севере и северо-востоке района, состоят из базальтов и их туфов. Все перечисленные породы прорваны разновозрастными интрузивными породами, широко распространенными в районе. Заканчивается разрез четвертичными отложениями, мощность которых на прибрежных равнинах превышает 100 м.

В докембрийских, нижне- и верхнепалеозойских образованиях, а также в интрузиях гранитоидов подземные воды распространены спорадически и приурочены к зонам экзогенной трещиноватости и разрывных нарушений. Обводненность пород неравномерная и, вероятно, как в других подобных районах, в целом невысокая.

Воды мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений имеют ограниченное распространение. Наиболее водоносны они на пониженных частях рельефа и в зонах тектонических нарушений. Так, на Анчжуйском каменноугольном месторождении, осложненном крупными тектоническими нарушениями и расположенном на равнине в 100 км к северо-западу от г. Пхеньяна, водоприток в горные выработки до глубины 300—400 м составлял около 1000 м³/ч. Вода поступала в основном из палеоген-неогеновых песчаников, залегающих в кровле угольных пластов. Минерализация воды не более 0,5—0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый.

В кайнозойских платобазальтах, обладающих высокой водоносностью, формируются свободные и напорные воды с минерализацией не выше 0,4—0,5 г/л. Из четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные образования речных долин, содержащие пресную воду.

На территории района имеется 99 групповых и одиночных выходов минеральных источников, среди которых установлены термальные азотные и холодные углекислые. По составу и минерализации воды среди азотных терм выделяются хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1—24 г/л (Йонгам, Инхын, Опчжин, Йонан и др.), а также гидрокарбонатные натриевые и кальциевые, реже сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/л (Оньян, Сипхунсому, Сечхон, Йончхонни и др.). Эти источники распространены по побережью Желтого и Японского морей. Выходы холодных углекислых источников установлены в бассейнах рек Чхончхонган,

Тэрёнган и левых притоков среднего течения р. Ампоккан, где они тяготеют к участкам проявления кайнозойского вулканизма. В газовом составе воды помимо углекислоты, количество которой достигает 2,5 г/л (Йондам), иногда отмечается небольшая примесь радона.

Восполняются ресурсы подземных вод района за счет атмосферных осадков. Возможно, некоторое участие в их питании принимает также конденсационная влага, а в речных долинах — еще и поверхностные водотоки в периоды подъема воды на них. В прибрежной зоне в питании подземных вод, очевидно, участвуют и воды омывающих район морей в периоды приливов. Район относится к высокообеспеченным пресными подземными водами.

X. ЮЖНО-КОРЕЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район расположен на юго-востоке Корейского полуострова (см. рис. 1). В гидрогеологическом отношении он представляет собой небольшой артезианский бассейн, внешняя область питания которого находится в северо-западной горной части его, а внутренняя область питания и накопления подземных вод приурочена к Нактонганской впадине.

Внешняя область питания бассейна сложена тем же комплексом стратифицированных образований, что и Северо-Корейский район. Для нее характерны те же закономерности формирования и распределения подземных вод.

Нактонганская впадина выполнена мощной толщей вулканогенно-осадочных юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых образований, но подземные воды их не изучены. В четвертичных отложениях формируются грунтовые слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды. Наиболее водоносны, как и во многих других районах Азиатского материка, аллювиальные отложения речных долин. В прибрежной полосе, сложенной тонкозернистыми морскими осадками, водоносность пород слабая, а минерализация вод высокая.

В районе имеются проявления термальных минеральных вод («Геология Кореи», 1964). Вода источников Тонэ и Хеундо, выходящих на побережье Корейского пролива, обладает температурой выше 50° С, минерализацией более 3 г/л, хлоридным натриевым составом и повышенным содержанием радона. Район относится к высокообеспеченным ресурсами пресных подземных вод.

XI. ЯНЦЗЫЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В пределах района выделяются Сычуаньский, Сянфаньский, Уханьский, Юаньцзянский, Фуцшуйский, Хэньянский, Восточно-Хэньянский, Тошуйский, Наньчанский, Средне-Ганьцзянский, Восточно-Наньчанский, Сюйцзянский и Верхне-Ганьцзянский артезианские бассейны (рис. 47).

1. Сычуаньский артезианский бассейн

Внешняя область питания на севере и западе бассейна представлена горно-складчатыми сооружениями, входящими в состав герцинской и мезозойской складчатых систем, а на юге и востоке — горами, сложенными наиболее древними образованиями осадочного чехла Южно-Китайской платформы. В геологическом строении ее участвуют породы всех геологических систем. Для геосинклинальных толщ это преимущественно гранито-гнейсы, филлиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты, песчаники, конгломераты, известняки и другие породы, на ряде участков прорванные интрузиями

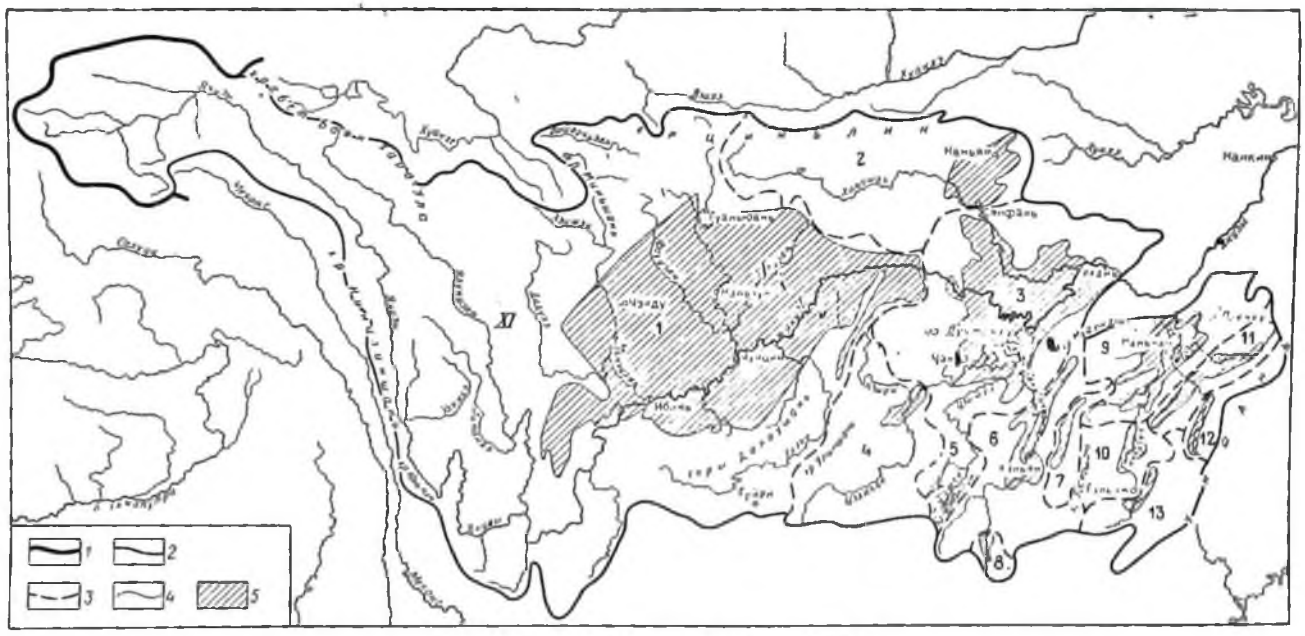


Рис. 47. Яцзыйский гидрогеологический район

1—4 — границы: *1* — гидрогеологической области бассейна стока Тихого океана, *2* — гидрогеологического района, *3* — артезианского бассейна, *4* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *5* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *XI* — номер гидрогеологического района. Артезианские бассейны: 1 — Сычуаньский, 2 — Синфаньский, 3 — Уханьский, 4 — Юаньцзянский, 5 — Фушуйский, 6 — Хэньянский, 7 — Восточно-Хэньянский, 8 — Тошуйский, 9 — Наньчанский, 10 — Средне-Ганьцзянский, 11 — Восточно-Наньчанский, 12 — Сюйцзянский, 13 — Верхне-Ганьцзянский

разновозрастных гранитов. Платформенные отложения состоят главным образом из сланцев, песчаников, известняков, углей, глин, мергелей, доломитов, залежей ангидритов и каменной соли (триас). Юрские, меловые и палеоген-неогеновые отложения, выполняющие небольшие депрессии, сложены пестрыми глинами, углями, красными песчаниками, конгломератами. Заканчивается разрез внешней области питания отложениями четвертичной системы.

Отрывочные сведения о подземных водах имеются только для южной и восточной ее частей, сложенных платформенными отложениями. Данные о водоносности пород западной и северной частей области отсутствуют.

Б. Д. Русанов (1961) отмечает, что в пределах Юньнань-Гуйчжоуского плато из известняков кембрия и ордовика выходят многочисленные родники с дебитами до 8 л/с, притоки воды в горные выработки одного из месторождений в засушливый период составляют 36 м³/ч. Он же указывает, что на южном берегу оз. Дяньчи, южнее г. Куньмин, дебиты родников, получающих питание из кембрийских сланцев, невысокие.

По данным Линь Хуа-чжи (1959), при проводке тоннеля Мэйхуашань на участке между городами Вэйнин и Шуйчен наблюдались родники, выходящие из закарстованных известняков карбона, с дебитами 0,1—20 л/с; дебит родника, выходящего из карстовой пещеры, превышал 1 м³/с. Минерализация воды до 0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый или магниевый. В пермских закарстованных известняках, песчаниках, сланцах, аргиллитах и каменных углях родники установлены на участке Цяньсиского каменноугольного месторождения. Дебиты 0,2—5 л/с, удельные дебиты скважин 0,0006—0,15 л/с. Вода хлоридная, сульфатная, гидрокарбонатная, хлоридно-сульфатная. Среди триасовых отложений наиболее высоководоносны также закарстованные известняки. Удельные дебиты скважин, пройденных южнее г. Куньмин, 0,8—1,2 л/с. Угленосные отложения, развитые в Юньнаньском нагорье, сложены конгломератами, песчаниками, прослоями сланцев и углей. Воды формируются главным образом в конгломератах, образующих ряд напорных горизонтов, залегающих на глубине до 100 м. Пьезометрический уровень устанавливается до 10 м выше поверхности земли. Дебиты скважин при свободном изливе воды достигают 10 л/с и более. Воды гидрокарбонатные смешанного катионного состава. Из этих же пород в долинах рек выходят родники с дебитами от 0,5—5 л/с в сухой период до 10—15 л/с после дождей (Лу Цзинь-кай, 1959).

Многочисленные выходы родников из различных по возрасту и составу пород известны в средневысотных горах уступа Тайханьшань, обрамляющих с востока Сычуаньскую котловину. Дебиты родников, получающих питание из метаморфических пород докембрия, не превышают 0,01—0,1 л/с. Дебиты родников, выходящих из известняков синия, кембрия, ордовика, силура и девона, после выпадения осадков 0,22—40 л/с при среднегодовых не более 1—3 л/с, а отдельных родников, приуроченных к известнякам кембрия, до 400 л/с в периоды обильных дождей и 0,5—3,6 л/с зимой. Наиболее водоносны известняки карбона, перми и триаса, питающие родники со средним дебитом 20—40 л/с при максимальном до 100 л/с и более. Минерализация воды 0,1—0,2 г/л, местами до 0,3—0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый, на участках развития гипсоносных отложений (ордовик, триас) сульфатный кальциево-магниевый (Цзи Чжуань-мао, 1959). Водоносность юрских, меловых и палеоген-неогеновых песчано-глинистых образований слабая, выходы родников наблюдаются редко, дебиты не превышают 1 л/с.

Среди четвертичных отложений внешней области питания бассейна, по данным Юе Юнь-чана (1958), наиболее водоносны аллювиальные и аллювиально-

пролювиальные образования, выполняющие речные долины и слагающие конусы выноса.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна, приуроченная к Сычуаньской котловине, представляет собой огромную одноименную синеклизу. В северо-западной и восточной частях котловины фундамент ее погружен на глубину до 10 км, на остальной площади до 3—7 км. Котловина выполнена теми же платформенными отложениями, что южная и восточная части внешней области питания бассейна (добавляются лишь красноцветные песчано-глинистые палеоген-неогеновые образования мощностью до 500 м, распространенные в ее западной части).

Данные о водоносности досинийских и нижнепалеозойских отложений области отсутствуют. Подземные воды более поздних стратиграфических комплексов изучены лишь в ее восточной части.

Водоносность ордовикских, силурийских и нижнепермских отложений, по данным Лу Цзинь-кая (1959), Цзя Чжуань-мао (1959) и других исследователей («Шуйвэнь дичжи...», № 5, 1958), слабая. К северу от г. Чунцина в пределах антиклинали Тяньфу в нижнепермских известняках на глубине 321 м вскрыты напорные воды, уровень которых поднялся на 1,8 м выше поверхности земли. Дебит при свободном изливе воды составлял 0,02 л/с. Некоторые скважины оказались безводными. Притоки воды в штольню, также пройденную в известняках в районе Мосиньпо, не превышали 11 м³/ч, дебиты родников составляли менее 0,5 л/с. Воды, формирующиеся выше местных базисов эрозии, имеют минерализацию 0,8—1 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый и кальциево-натриевый; минерализация более глубоких вод достигает 1—4 г/л, состав хлоридный натриевый.

В верхнепермских отложениях выделяются лопинская и чансинская свиты. Первая состоит из сланцев с прослоями песчаников, известняков и углей и характеризуется слабой водоносностью, хотя в отдельных пунктах в ней вскрывались воды, пьезометрический уровень которых поднимался на 10 м над устьем скважин. В верхней части свиты минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный натриево-кальциевый; ниже располагаются сульфатные кальциевые воды с минерализацией более 1 г/л, а еще ниже — хлоридные натриевые с минерализацией выше 6 г/л.

Чансинские закарстованные известняки питают родники с дебитами 0,05—100 л/с, удельные дебиты скважин 0,0001—0,9 л/с, притоки воды в горные выработки колеблются от ничтожных до 166 м³/ч. Воды свободные и напорные, уровень последних местами поднимается выше поверхности земли. Наряду с родниками, имеющими слабоминерализованную гидрокарбонатную воду, эти известняки питают несколько родников с высокоминерализованной сульфатной и хлоридной водой, поднимающейся к поверхности земли, по-видимому, с больших глубин по зонам разрывных дислокаций.

В триасовых отложениях выделяется ряд водоносных горизонтов, сложенных известняками, залегающими между водоупорными сланцами. Водоносность в зоне проявления карста высокая, но с глубиной в связи с затуханием последнего заметно уменьшается. Дебиты родников изменяются от долей до 120 л/с. В засушливые сезоны они снижаются почти в 15 раз, некоторые родники прекращают функционировать (Лу Яо-жу, 1958). Минерализация воды в верхней части разреза до 0,5 г/л, на глубине около 300 м 1,2 г/л, при этом гидрокарбонатный кальциевый состав ее изменяется на сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Водовмещающие породы юрских отложений представлены песчаниками, углями и известняками, из которых выходят многочисленные родники с дебитами 0,001—1,4 л/с, притоки воды в горные выработки угольного месторождения Тяньфу достигают 60 м³/ч. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый. По данным Б. Д. Русанова (1961), в южной части Сычуаньской котловины на глубине 70 м ниже среза ближайшей реки встречены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 150—170 г/л.

В меловых отложениях вода формируется в песчаниках и конгломератах, разделенных глинами. Б. Д. Русанов (1961) отмечает, что восточнее г. Чэнду в структуре Луньчжишань наблюдаются многочисленные выходы родников с пресной гидрокарбонатной кальциевой и слабосолоноватой (до 2,5 г/л) хлоридно-гидрокарбонатной натриевой водой. Огромная мощность меловых отложений (до 1700 м) и структура бассейна дают основание утверждать, что в них имеется значительное число водоносных горизонтов, содержащих высокоминерализованную хлоридную натриевую или хлоридно-гидрокарбонатную натриево-кальциевую воду с повышенным содержанием микрокомпонентов.

Водоносность палеоген-неогеновых отложений не изучена. В четвертичных отложениях большое значение имеют аллювиальные отложения речных долин и аллювиально-пролювиальные образования конусов выноса, содержащие огромные ресурсы подземных вод высокого качества.

Приведенный, хотя и небольшой, материал все же позволяет в пределах внутренней области питания бассейна выделить три зоны, различающиеся по составу и минерализации воды. Первая зона, разная по мощности, в различных частях ее продолжается предположительно до глубины 50—300 м. Для нее характерны пресные гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниево-натриевые воды. Ниже располагается зона затрудненного водообмена, воды которой имеют более высокую минерализацию и были отмечены на глубине около 300 м в районе месторождения Мосиньпо, 180 —200 м в пределах антиклинали Тяньфу и, по-видимому, 50—60 м на структуре Цзыгун в южной части бассейна. Минерализация этих вод в Мосиньпо более 1 г/л, на антиклинали Тяньфу 1—6 г/л, на структуре Цзыгун 150—170 г/л, состав хлоридный натриевый. Более высокая минерализация установлена в глубоких горизонтах бассейна, характеризующих, по-видимому, зону застойного режима. Одна из скважин вблизи г. Цзыгун в районе антиклинали Цзисян на глубине 100 м вскрыла в отложениях триаса хлоридную натриевую воду с минерализацией 200—250 г/л и температурой 38—43° С. Можно предполагать, что в еще более глубоких горизонтах бассейна распространены более концентрированные термальные рассолы.

Наряду с вертикальной намечается горизонтальная зональность в изменении состава и минерализации воды в зоне активного водообмена бассейна.

Описываемый бассейн отличается широким развитием термальных вод. Во внешней области питания выходы этих вод приурочены к зонам тектонических нарушений в интрузивных и метаморфических породах докембрия и палеозоя. Температура воды источников 20—37° С и более, по газовому составу они относятся к азотным термам, а по химическому — к слабоминерализованным (до 0,25 г/л) гидрокарбонатным натриевым и сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-магниевым. Во внутренней области питания бассейна термальные воды формируются в глубоких напорных горизонтах меловых и более древних стратиграфических комплексов. В частности, севернее г. Чунцина находится 11 групп термальных источников, выходящих из триасовых извест-

няков, слагающих замковые части узких антиклинальных структур. Температура воды 21—44° С, минерализация 0,4—3 г/л, состав сульфатный кальциево-магниевый, обусловленный наличием в водовмещающих породах прослоев гипса, и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый.

Питаются подземные воды бассейна преимущественно за счет атмосферных осадков, местами конденсирования влаги из воздуха и потерь поверхностного стока. Разгружаются они в зоне активного и частично, по-видимому, затрудненного водообмена через гидрографическую сеть, а более глубокие водоносные горизонты через зоны тектонического нарушения, широко распространенные на его площади, а также через литологические окна.

Относительная обеспеченность пресными подземными водами отдельных частей бассейна неодинакова. Наиболее обеспечены, очевидно, восточная и юго-восточная его части, в пределах которых выпадает наибольшее количество осадков и наблюдается максимальная мощность зоны пресных вод. Южная и, вероятно, западная части в связи с развитием в них соленосных отложений и небольшой мощности зоны пресных вод находятся в менее благоприятных условиях.

2—13. Сянфаньский, Уханьский, Юэньцзянский, Фуцшуйский, Хэньянский, Восточно-Хэньянский, Тошуйский, Наньчанский, Средне-Ганьцзянский, Восточно-Наньчанский, Сюйцзянский, Верхне-Ганьцзянский артезианские бассейны

Упомянутые бассейны располагаются в крайней восточной части района. Тектоническая структура занимаемой ими территории гетерогенна. Северная часть ее принадлежит к герцинской складчатой области, западная представляет собой часть Южно-Китайской платформы, центральная восточная и южная относятся к позднекаледонской складчатой области. В геологическом строении ее участвуют образования всех геологических систем, состоящие примерно из того же комплекса пород, что и Сычуаньский бассейн.

Подземные воды во внешних областях перечисленных бассейнов формируются в зоне экзогенной трещиноватости пород и зонах разрывных нарушений, а в известняках, кроме того, и в карстовых полостях.

По данным Цп Го-фаня (1960), в бассейне р. Танбайхэ грунтовые воды в докембрийских образованиях встречаются до глубины 60 м. Они питают многочисленные родники, дебиты которых изменяются по сезонам года от 0,003 до 1,2 л/с. Состав воды гидрокарбонатный натриево- и магниево-кальциевый, минерализация не превышает 0,3 г/л. В хребтах Мафушань, Цзюлиншань и Сюэфыншань из докембрийских пород выходят родники с дебитами до 1 л/с. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая и магниевая с минерализацией 0,1—0,2 г/л (Русапов, 1956). Слабая водоносность докембрийских пород отмечена и Лу Цзун-гуапом (1958) в районе Дэсинского свинцово-цинкового месторождения, в 150 км северо-восточнее г. Наньчан. Дебиты скважин составляли 0,002—0,013 л/с. Во внешних областях питания бассейнов, расположенных в центральной и юго-восточной частях района, по данным Яо Чжепьсина (1959), из разных по возрасту и составу метаморфических и осадочных пород выходят многочисленные родники с пресной водой, их дебиты 0,01—1 л/с, единичных до 5—10 л/с.

Высоководоносны во внешних областях питания зоны контактов осадочно-метаморфических и интрузивных образований. Один из таких участков (Таолинь) находится в долине р. Спиьцзянхэ к востоку от оз. Дунтинху. Здесь в протерозойских сланцах, прорванных гранитами, на значительной глубине

встречены напорные самоизливающиеся воды с минерализацией около 0,2 г/л гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава (Русанов, 1956). Другой участок, на котором известняки докембрия прорываются гранитами, по его же данным, находится в хр. Наньлин. На этом участке имеются выходы достаточно мощных родников с кислой сульфатной водой, образовавшейся, по-видимому, за счет сульфидов, содержащихся в скарнах приконтактовой зоны.

Наиболее водоносны во внешних областях питания бассейнов, как и в других районах, закарстованные и трещиноватые палеозойские и триасовые известняки. Особенно много родников, выходящих из карстовых пещер и трещин, в хр. Наньлин. Например, в бассейне р. Лишуй дебиты родников достигают 10 л/с, в отдельных превышают 200 л/с (Яо Чжень-син, 1959). Значительная водоносность этих известняков отмечается в хребтах Сюэфыншань и Муфушань, а также в горах на юго-востоке провинции Хунань, где наряду с родниками, дебиты которых составляют десятые и сотые доли литра в секунду, встречаются родники с дебитами более 500 л/с, многие родники имеют дебиты 100—200 л/с. Вода пресная, гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая.

Большое число восходящих и нисходящих родников с пресной водой, выходящих из палеозойских известняков, установлено в бассейне р. Танбайхэ (Цп Го-фань, 1960). По Тянь-Кай-мину (1957), родники, питающиеся водами известняков девона и карбона, дают начало р. Лушуй.

Сведения о водоносности юрских, меловых и палеогеновых образований внешних областей питания бассейнов отсутствуют. Среди четвертичных отложений наиболее водоносны аллювиальные образования речных долин, аккумулирующие значительные ресурсы подземных вод.

Во внутренних областях питания бассейнов воды распространены в толще песчано-глинистых и эффузивных пород мезозойского, палеогенового, а в некоторых бассейнах и неогенового возраста, в которых, вероятно, образуют ряд относительно выдержанных напорных водоносных горизонтов. Минерализация и химический состав подземных вод бассейнов неодинаковы, что обусловлено главным образом различной глубиной впадин, к которым они приурочены, а также вещественным составом водовмещающих пород. В Сянфаньском, Уханьском и Наньчанском бассейнах глубина погружения фундамента во впадинах весьма значительна и мощность мезозойских и кайнозойских образований достигает нескольких километров. Поэтому здесь на больших глубинах, возможно, распространены высокоминерализованные хлоридные натриевые воды. В верхних горизонтах палеогена и в неогеновых отложениях, вероятно, распространены пресные воды. В остальных бассейнах глубина погружения фундамента значительно меньше и в пределах всей осадочной толщи условия водообмена более благоприятные, в связи с чем в мезозойских и палеоген-неогеновых образованиях, очевидно, развиты пресные гидрокарбонатные кальциевые воды.

Четвертичные отложения внутренних областей питания бассейнов характеризуются невыдержанностью состава в разрезе и по простиранию, что и обусловливает их неравномерную водоносность и наличие наряду с грунтовыми напорных вод. В центральной части внутренней области питания Сянфаньского бассейна грунтовые воды в озерно-аллювиальных отложениях залегают на глубине 0,5—5 м. Дебиты колодцев и скважин 0,01—2 л/с (Цп Го-фань, 1960). В этих же отложениях в интервале 6—84 м встречено пять напорных горизонтов, пьезометрические уровни которых установились на 2—4 м ниже поверхности земли. Мощность горизонтов 4,7—15 м, дебиты скважин 7 л/с

(уезд Наньян). Минерализация воды всех горизонтов 0,11—0,54 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, магниево- и натриево-кальциевый.

Дебиты скважин, каптирующих воды аллювиально-пролювиальных отложений, достигают 5—6 л/с. Удельные дебиты скважин, пройденных в отложениях поймы р. Янцзы, обычно 0,5—1 л/с, местами при вскрытии песчано-гравелистых образований до 2 л/с (Русанов, 1956). Минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево- магниевый.

По Чжан Хун-чжао (1956), на описываемой территории зарегистрировано около 120 термальных источников с температурой воды 15—100° С. Вода большинства источников пресная гидрокарбонатная кальциевая, кальциево-магниевая и сульфатная кальциевая и кальциево-натриевая, в газовом составе ее преобладает азот, в воде некоторых источников, кроме того, присутствует сероводород. Сероводородные воды, в частности, выходят на поверхность на юго-восточном склоне горы Байхуашань в провинции Цзянси (уезд Чунжэнь). Их температура до 45° С, минерализация 0,6—0,7 г/л. Воды отдельных источников характеризуются повышенной радиоактивностью. Такие источники установлены в той же провинции Цзянси в уезде Фучжоу. Тянь Ци-цзюань (1960) отмечает, что выходы этих источников приурочены к зонам разломов, возникшим в результате новейших тектонических движений.

Восполняются ресурсы подземных вод артезианских бассейнов главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, возможно, конденсации влаги из атмосферы и потерь поверхностного стока. Так как на некоторых реках, огражденных дамбами (р. Янцзы и др.), уровень воды постоянно находится выше окружающей местности, подпитывание подземных вод поверхностными происходит не только в периоды паводков, но и во все сезоны года. Таким образом, доля участия поверхностных вод в питании подземных, очевидно, достаточно большая. Разгружаются глубокие подземные воды бассейнов по зонам разломов и через литологические окна. Подземные воды зоны активного водообмена и частично замедленного разгружаются с помощью речной и озерной сети. В целом описываемую территорию можно считать высокообеспеченной пресными подземными водами, мощность которых, по-видимому, не менее 400—500 м.

XII. ЮЖНО-КИТАЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район расположен на юго-востоке Китая в бассейнах рек Фучуньцзян, Оуцзян, Миньцзян и Ханьцзян (см. рис. 1).

В геологическом строении его участвуют отложения всех стратиграфических подразделений («Региональная стратиграфия Китая», 1960).

Архейские и протерозойские образования, выходящие в ядрах антиклинальных структур, сложены мощной толщей гнейсов, гранито-гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, филлитов и мраморов, прорванной интрузиями гранитов. На этих породах с резким угловым несогласием залегают метаморфические образования синия — силура: сланцы различного состава, зелепокаменные породы, известняки и песчаники. На них также несогласно залегают среднепалеозойские и более молодые образования. Девонские и нижнекаменноугольные отложения сложены песчаниками и кварцитами, содержащими прослои конгломератов и сланцев, а средне- и верхнекаменноугольные состоят преимущественно из известняков. В разрезе пермских и триасовых пород установлены сланцы, песчаники и известняки, которые местами преобладают. Юрские и меловые образования, наиболее широко распространенные на побережье,

представлены вулканогенно-осадочной толщей, в которой андезиты, дациты, трахиты, риолиты и пирокластические породы переслаиваются с углями, песчаниками, сланцами и конгломератами угленосной свиты. Породы сильно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитоидов. Красноцветные палеогеновые и неогеновые отложения, выполняющие неотектонические впадины, состоят из сланцев, песчаников, глин, конгломератов, базальтов и их туфов. Заканчивается разрез четвертичными песчано-глинистыми образованиями, местами с галькой, гравием, валунами, щебнем и дресвой.

Северо-западная часть района расположена в позднекаледонской складчатой области, северная и юго-восточная являются южным окончанием Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. Широко развиты разрывные нарушения — глубинные, среди которых отчетливо выделяется система разломов северо-восточного простирания, и более мелкие, недифференцированные.

Подземные воды района изучены очень слабо, поэтому характеристика их является преимущественно прогнозной.

Дебиты родников, приуроченных к гранитам, по-видимому, не превышают 3—5 л/с, а родников, выходящих из метаморфических и эффузивных пород, 1,5—2,5 л/с. В засушливый период они резко снижаются и деятельность некоторых родников, вероятно, прекращается. Минерализация воды не превышает 0,2—0,3 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый с повышенным содержанием кремнезема. Водоносность известняков, особенно закарстованных разностей их, более высокая. Дебиты выходящих из них родников могут достигать десятков и сотен литров воды в секунду. Вода гидрокарбонатная, гидрокарбонатно-хлоридная и сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниево-натриевая с минерализацией до 0,8 г/л. В зоне контакта гранитных массивов с известняками встречаются сульфатные кислые воды (Русанов, 1956), очевидно, связанные с сульфидным оруденением.

Подземные воды палеогеновых и неогеновых отложений имеют весьма ограниченное распространение. Они обладают невысокой минерализацией и гидрокарбонатно-хлоридным кальциево-натриевым составом, но водоносность пород слабая. Среди четвертичных отложений наиболее водоносны песчано-галечные отложения аллювия речных долин, в которых содержатся неглубоко залегающие пресные грунтовые воды.

Ланьцинская впадина, находящаяся в северо-восточной части района, выполнена палеоген-неогеновыми образованиями, а в глубоких частях, возможно, и мезозойскими. Вместе с обрамляющими ее горами она образует небольшой артезианский бассейн. В верхней части впадины распространены грунтовые воды, формирующиеся в четвертичных отложениях, в более глубоких горизонтах палеогена, неогена и мезозоя — напорные. Водоносность пород, по-видимому, высокая, особенно в краевых частях впадины.

По данным Чжан Хун-чжао (1956), в районе зафиксировано более 100 термальных источников с температурой воды 20—100° С. Вода в большинстве случаев пресная, по газовому составу азотная, а по химическому — гидрокарбонатная натриевая и кальциево-магниевая, сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая и сульфатная кальциевая.

Восполнение ресурсов подземных вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков, разгрузка — через гидрографическую сеть. Обеспеченность района пресными подземными водами высокая.

XIII. СИЦЗЯНСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район включает южную часть Китая, северо-западную половину о. Хайнань и небольшую территорию Северного Вьетнама (см. рис. 1). Здесь располагаются Гуанси-Гуйчжоуский, Жунцзянский, Юцзянский, Цяньцзянский, Циньцзянский, Мынцзянский, Лэйчжоу-Хайнаньский, Гуйцзянский, Моянцзянский, Чженьшуйский и Устьсицзянский артезианские бассейны.

1. Гуанси-Гуйчжоуский артезианский бассейн

Внешняя область питания бассейна представлена складчато-глыбовыми горами, поднимающимися на высоту до 2000—2500 м над уровнем моря. Внутренняя область питания и накопления подземных вод его приурочена к возвышенному, существенно расчлененному плато, приподнятому над уровнем моря от 200 до 2000 м.

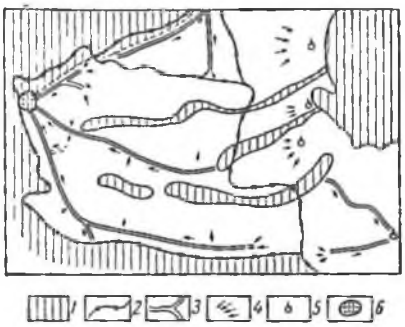


Рис. 48. Схема выходов восходящих карстовых родников в районе Цюбэй-Люландун в провинции Юньнань (по Юань Те-чжэну, 1958)

1 — незакарстованные районы; *2* — границы водосборных площадей родников; *3* — подземные каналы; *4* — направление потоков подземных вод; *5* — восходящие родники; *6* — подземное озеро

Во внешней области питания, по данным Б. Д. Русанова (1956), кристаллические образования докембрия, песчанико-сланцевые породы палеозоя и мезозоя, а также песчано-глинистые отложения палеогена и неогена отличаются неравномерной и в целом слабой водоносностью. Дебиты родников не превышают 0,1—1 л/с и только в сезон дождей увеличиваются до нескольких литров в секунду. Высоководоносны закарстованные известняки всех систем. Например, большое поле закарстованных пермских известняков наблюдается в юго-западной части внешней области питания в районе Цюбей-Люландун (рис. 48), где к ним приурочены многочисленные родники, один из которых, выходящий из карстовой пещеры, дает начало р. Люландун. Его минимальный расход составляет 11 м³/с, а максимальный достигает 47 м³/с (Юань Те-чжэн, 1958). По данным Лу Цзинь-кая (1959), на участке Сяолуптань, расположенном примерно в 70 км к север-северо-востоку от г. Гэцзю, на площади 23 км² насчитывается 250 родников, выходящих из закарстованных известняков триаса. Средний дебит родников составляет несколько литров в секунду, максимальный достигает 500—1000 л/с. Вблизи г. Гэцзю из этих же известняков выходят родники с дебитом 30—150 л/с.

Среди четвертичных отложений внешней области питания наиболее водоносны песчано-гравийно-галечные образования аллювия речных долин и песчано-глинистые гравийно-щебнистые аллювиально-пролювиальные накопления конусов выноса.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна, по данным И. О. Брода и др. («Нефтегазоносные бассейны. . .», 1965), рельеф поверхности кристаллического основания неровный. В обширном Южно-Гуйчжоуском прогибе, находящемся в центральной части области, мощность осадочного чехла достигает 7—10 км, а в Центрально-Гуйчжоуском поднятии, расположенном севернее, вследствие выпадения из разреза части палеозойских

отложений уменьшается до 3—4 км, и породы перми и триаса залегают здесь на отложениях кембрия и силура. Более молодые мезозойские, а также палеогеновые и неогеновые отложения на подобных поднятиях, как правило, отсутствуют, но в прогибах мощность их иногда достигает 2 км.

Наличие в отложениях палеозоя, мезозоя и палеогена — неогена скоплений нефти и газа («Нефтегазоносные бассейны . . .», 1965) позволяет предполагать, что в глубоких горизонтах этих отложений распространены соленые и высокоминерализованные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые напорные воды, скорее всего термальные, возможно с микрокомпонентами и газами органического происхождения.

В зоне активного водообмена бассейна формируются пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые воды. Как и во внешней области питания, наиболее водоносны здесь разновозрастные закарстованные известняки и аллювиальные образования речных долин.

Бассейн богат термальными минеральными водами, проявлений которых особенно много в западной и северо-западной частях внешней области питания (Чжан Хун-чжао, 1956). Выходы минеральных источников приурочены к зонам разломов, температура воды их составляет 20—37° С.

Разгрузка глубоких подземных вод бассейна в вышележащие водоносные горизонты, а местами и на поверхность земли осуществляется по зонам разломов и через литологические окна. Воды зоны активного водообмена и частично, вероятно, затрудненного разгружаются с помощью густой гидрографической сети.

2—11. Жунцзянский, Юцзянский, Цяньцзянский, Циньцзянский, Мынцзянский, Лэйчжоу-Хайнаньский, Гуйцзянский, Моянцзянский, Чженьнуйский, Устьсицзянский артезианские бассейны

Внутренние области питания этих бассейнов приурочены, как правило, к небольшим межгорным впадинам и другим депрессионным понижениям, а внешние — к обрамляющим их поднятиям. В геологическом строении последних участвуют отложения всех геологических систем, а также разновозрастные интрузивные образования.

Дебиты родников, выходящих из древних гранитов, в периоды выпадения осадков достигают 3—5 л/с, на контакте гранитов с вмещающими породами — 1,5 л/с; докембрийские филлиты, известняки и кварциты питают родники с дебитами 2—2,5 л/с (Русанов, 1956). В засушливой период дебиты родников резко снижаются. Воды имеют слабую минерализацию и преимущественно гидрокарбонатный кальциевый состав, местами с повышенным содержанием кремнезема. На контакте гранитных интрузий с известняками встречаются сульфатные кислые воды.

Наиболее водоносны палеозойские и триасовые известняки, меньше сланцы, песчаники и конгломераты. Во внешних областях питания Цяньцзянского, Мынцзянского и Гуйцзянского бассейнов к этим породам приурочено много родников. На участке Сындычен, расположенном в 120 км северо-западнее г. Лючжоу, наблюдаются высокие притоки воды в горные выработки из девонских конгломератов, а на участке Мугуй, находящемся примерно в 140 км к юго-востоку от того же города, из кремнистых сланцев девона выходят родники с дебитами (в дождливый период) более 10 л/с.

По данным Гэ Инь-сюаня (1958), во внешних областях питания Жунцзянского, Цяньцзянского, Мынцзянского, Гуйцзянского, Чженьнуйского и Устьсицзянского бассейнов имеются многочисленные выходы карстовых родников,

а также пещеры, из которых вытекают реки. Режим подземных вод палеозойских и триасовых отложений весьма непостоянен, дебиты родников в течение года изменяются в десятки раз. Воды пресные с минерализацией не более 1, чаще 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый.

В четвертичных образованиях внешних областей питания бассейнов воды накапливаются в песках и галечниках речных долин, в аллювиально-пролювиальных накоплениях и других генетических типах отложений. Это, по-видимому, преимущественно грунтовые воды, по составу гидрокарбонатные кальциевые с невысокой минерализацией. Водоносность отложений в целом высокая, но весьма изменчивая по простиранию и в разрезе.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые системы представлены сланцами, песчаниками, песками, глинами, конгломератами, базальтами и их туфами. Сведения о водоносности отложений палеогена отсутствуют. Исходя из особенностей геологического строения бассейнов, можно предполагать, что в глубоких частях их в этих отложениях распространены напорные, в некоторых бассейнах термальные, солоноватые и соленые воды хлоридного и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и натриево-кальциевого состава. Водоносность пород, по-видимому, невысокая.

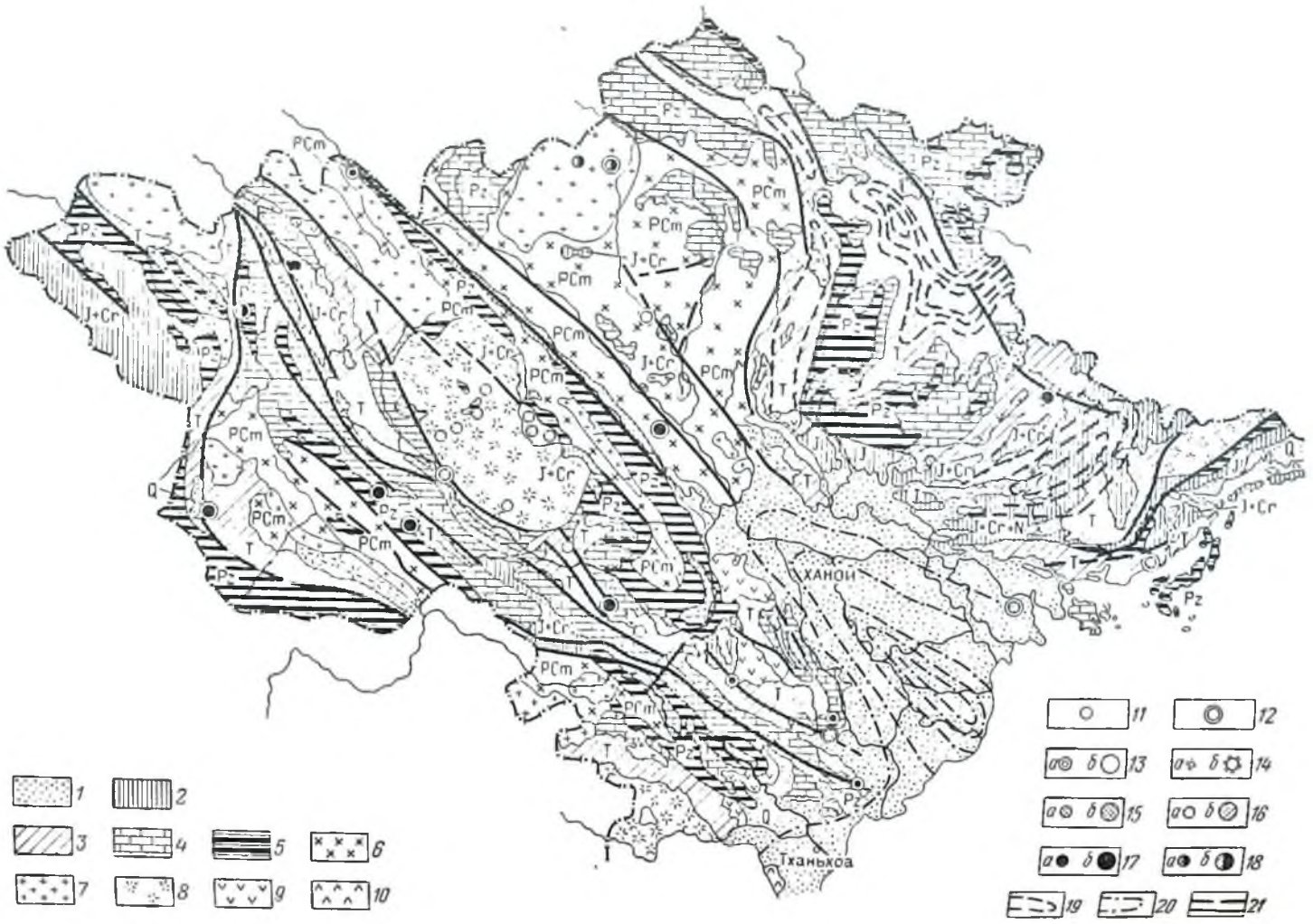
О подземных водах неогена и четвертичной системы сведения имеются по Лэйчжоу-Хайнаньскому и Устьсицзянскому бассейнам.

По данным Сяо Нань-сэня (1957, а, б), Чжан Чжи-пина (1957), У Чжаншэня и Чжоу Шу-кэ (1958), в неоген-четвертичных отложениях (чжаньцзянская свита) в районе городов Чжаньцзян, Хайкан, Юйлэнь, Суйцы, Чэнтун, Инли (п-ов Лэйчжоу), Хайкоу, Дань-сянь, Вэнчань, Диньань, Дэнбян, Ячэнжэнь и Хуаплю (о. Хайнань) скважины глубиной до 200 м вскрывают до 10 напорных водоносных горизонтов, приуроченных к пескам, галечникам и базальтам, разделенным глинами. Мощность водоносных горизонтов 2—12 м, во многих скважинах уровень их поднимается выше поверхности земли. В городах Ячэнчжэнь и Хуаплю на западном побережье о. Хайнань скважины глубиной до 100 м вскрыли в неоген-четвертичных отложениях на глубине 7—70 м три напорных горизонта мощностью 3—8 м. Водоносность пород высокая. Дебиты родников составляют несколько литров воды в секунду. Скважины фонтанируют с расходом 4—5 л/с. Удельные дебиты некоторых скважин достигают 10—20 л/с (Русапов, 1956). Воды верхних горизонтов гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией не более 1 г/л, в глубоких горизонтах минерализация воды увеличивается до 1,5 г/л, состав ее становится гидрокарбонатно-сульфатным натриево-кальциевым. Температура воды глубоких горизонтов достигает 32—39° С и колеблется в течение года очень незначительно. По наблюдениям за режимом подземных вод влияние морских приливов на них проявляется в скважинах, расположенных до 300 м от береговой линии.

Во внутренней области питания Устьсицзянского бассейна водоносность описываемых отложений до изученной глубины 200 м очень слабая (Сяо Нань-сэнь, 1957а).

В четвертичных отложениях обоих бассейнов содержатся и грунтовые, и напорные воды. Дебиты колодцев и скважин от сотых долей до нескольких литров воды в секунду. Это преимущественно слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды, лишь в прибрежной полосе минерализация их увеличивается и состав изменяется на хлоридный натриево-магниевый.

На площади, занятой описываемыми бассейнами, зафиксировано более 80 источников с температурой воды 20—100° С (Чжан Хун-чжао, 1956).


PCm
Pz
J-Cr
T
P
Q
J-Cr-N
Ханой
Тханьхоа
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Наиболее часто они встречаются в Лэйчжоу-Хайнаньском, Гуйцзяньском, Моянцзянском и Устьсицзянском бассейнах. Вода слабоминерализованная (0,05—0,3 г/л), гидрокарбонатная натриевая, кальциево-магниевая и сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая, по составу газов азотная, в ряде источников («Хайдой», «Лювэньцюань», «Гуанчжоу» и др.) с запахом сероводорода.

Питаются подземные воды бассейнов за счет инфильтрации атмосферных осадков и потерь поверхностного стока, а по мнению Сяо Нань-сэня (1957а), еще за счет конденсационной влаги. Разгрузка их происходит аналогично описанной выше для Гуанси-Гуйчжоуского бассейна. Артезианские бассейны, расположенные в прибрежной зоне, разгружаются также в Южно-Китайское море и одноименный субморинный артезианский бассейн.

В целом Сицзянский район следует считать высокообеспеченным ресурсами пресных подземных вод, среди которых наибольшее практическое значение имеют карстовые воды палеозойских и триасовых известняков, аллювиальных и аллювиально-пролювиальных образований, а в межгорных впадинах также и воды неогеновых отложений.

XIV. ИНДОКИТАЙСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

В пределах района располагаются Ханойский, Индосинийский, Пурсатский и Менамский артезианские бассейны (см. рис. 1).

1. Ханойский артезианский бассейн

Бассейн находится в крайней северо-восточной части района. По данным Нгуен Тхыонг Хунга (1968), внешняя область питания его сложена образованиями архея, протерозоя, нижнего кембрия, кембро-ордовика, девона, нижнего карбона, пермо-карбона, перми, пермо-триаса, триаса, юры, мела, палеогена, четвертичными отложениями, разновозрастными и различными по составу интрузивными породами (рис. 49).

Докембрийские образования представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами, доломитами и амфиболитами, слагающими толщу мощностью 9—12 км.

Подземная вода в этих породах формируется в зоне экзогенной трещиноватости мощностью 10—35 м и в трещинах зон разрывных дислокаций, прослеженных на глубину до 250—300 м, а местами и более. В первой зоне воды преимущественно грунтовые, залегают на глубине нескольких метров. Водоносность пород слабая, дебиты скважин обычно 0,01—0,5 л/с (г. Лао Кай). Дебиты родников во всех породах, кроме известняков, составляют десятые доли литра в секунду, в известняках повышаются до 1—

Рис. 49. Схематическая гидрогеологическая карта Северного Вьетнама (по Нгуен Тхыонг Хунгу, 1967)

1 — подземные воды четвертичных отложений; *2* — подземные воды континентальных красноцветных отложений юры, мела и неогена; *3* — подземные воды осадочных отложений триаса; *4* — подземные воды карбонатных пород палеозоя и триаса; *5* — подземные воды осадочно-метаморфических отложений нижнего палеозоя; *6* — подземные воды метаморфических пород докембрия; *7* — подземные воды разновозрастных интрузивных пород; *8—10* — подземные воды разновозрастных: *8* — риолитов, порфиритов и кислых эффузивов, *9* — спилитов и основных эффузивов, *10* — габбро, амфиболитов, перидотитов и других ультраосновных и основных пород; *11—14* — источники (*а* — с дебитом менее 10 л/с, *б* — то же, более 1 л/с); *11* — термальные (20—42° С), *12* — высокотермальные, *13* — углекислые, *14* — сероводородные; *15—18* — подземные воды: *15* — хлоридные, *16* — сульфатные, *17* — гидрокарбонатные, *18* — смешанные; *19—20* — предполагаемые изолинии: *19* — подошвы четвертичных отложений (через 25 м), *20* — кровли известняков (через 100 м); *21* — тектонические нарушения установленные и предполагаемые

2 л/с. Приток воды в штольне на месторождении Лаокеш составлял 0,1—0,3 л/с и лишь при вскрытии рудного тела, приуроченного к тектоническому нарушению, увеличился до 2—3 л/с. Минерализация воды 0,1—0,3 г/л, в известняках до 0,6 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый, температура 20—25° С. Амплитуда колебания уровня воды не превышает 1,5—2, чаще 0,5—0,7 м. В зонах разрывных нарушений воды обычно напорные, пьезометрический уровень их поднимается выше поверхности земли, минерализация более высокая.

Палеозойские отложения общей мощностью до 7—8 км представлены известняками, сланцами, кварцитами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, горизонтами эффузивов и туфогенных песчаников.

В породах нижнего и среднего палеозоя встречаются свободные и напорные воды. В районе Лаокау они залегают на глубине 10 м, но часто вскрываются на больших глубинах. Водоносность пород невысокая. Дебиты скважин 0,05—1 л/с. Дебиты родников, находящихся в зонах разломов, 3—5 л/с и более, а при отсутствии зон разломов не превышают 1, редко до 1,5—2 л/с. Минерализация воды 0,08—0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый натриево-магниевый.

Известняки среднего и верхнего палеозоя и триаса широко распространены в северной, северо-восточной, северо-западной и юго-западной частях внешней области питания бассейна. Характерной особенностью их является наличие интенсивно развитого карста, представленного разнообразными формами. Накопление и движение подземных вод в известняках происходит по трещинам и карстовым пустотам, простирающимся на глубину 100—150 м и более. Вода встречается на глубине 4—25 м, как правило, напорная. Дебиты скважин в районе г. Камфа 6—10 л/с. Родники обычно выходят на поверхность через 1—2 суток после начала ливней, а иссякают через 3—7 суток после их прекращения. Дебит одного такого родника в провинции Као был равен 1,5—2 л/с, другого 8—10 л/с. Дебиты остальных родников в самые сильные ливни достигают 0,7—0,9 м³/с.

Среди мезозойских образований наиболее распространены триасовые, которые слагают значительные поля в северной и западной частях бассейна. Помимо известняков в их составе наблюдаются алевролиты, аргиллиты, песчаники, сланцы, порфириты и их туфы, реже прослои и линзы углей.

В эффузивно-осадочных образованиях нижнего триаса мощность зоны эффективной трещиноватости колеблется от 10 до 90 м. Дебиты родников изменяются в широких пределах, достигая 12 л/с. Минерализация воды 0,03—0,15 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый. Песчаниково-сланцевые породы нижнего и среднего триаса питают родники с дебитами 0,01—2 л/с, в зонах тектонических нарушений до 5 л/с. В сухой период большинство родников пересыхает. Минерализация воды 0,1—0,25 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриево-магниевый. В отложениях норийского яруса выделяются водоносные горизонты подугленосных и угленосных пород. Подугленосный горизонт сложен конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, воды напорные, дебит одной из скважин достигал 12 л/с при понижении уровня на 10,4 м. В угленосном горизонте вода залегает на самой различной глубине. На участке угольного месторождения Хату Ха Лам пьезометрическая поверхность водоносного горизонта располагается на глубине 4,42—13,45 м, а на месторождении Кам Фа Мангзымонг — от 14,5 м над устьем скважины до 32,7 м ниже поверхности земли. Водоносность пород слабая. Дебиты родников 0,01—0,9 л/с, скважин 0,04—

1,9 л/с. Невысокие притоки воды из этого горизонта отмечаются и в шахтах. Например, на месторождении Хату Ха Лам приток в шахту № 1 варьировал от 0,15 до 3,4 м³/ч, в шахту № 2 — от 0,01 до 5 м³/ч, в шахту «Дружба» — колебались от 0,165 до 55 м³/ч, в шахту № 52 — от 2 до 16 м³/ч, и т. д. Породы надугольного водоносного горизонта обводнены еще менее, чем угленосного.

Минерализация воды в подугленосном горизонте 0,03—0,2 г/л, в угленосном 0,08—0,5 г/л; состав гидрокарбонатно-хлоридный патриево-кальциево-магниевый и натриево-магниевый и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриево-магниевый.

Юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые эффузивно-осадочные и красноцветные образования во внешней области питания распространены незначительно, подземные воды их не изучены. Интрузивные породы слагают здесь большие поля. В их составе выделяются позднепротерозойские граниты и габбро-амфиболиты, пермо-триасовые габбро-диориты, кварцевые диориты, граниты, гипербазиты и габбро, юрско-меловые габбро-перидотиты, габбро и габбро-диабазы, верхнемеловые — палеогеновые лейкократовые граниты, сиенит-порфиры и граносиениты. В районе г. Лао Кай вода в этих породах встречена на глубине 10—32 м. Воды напорные, но напоры не превышают 5—20 м, а дебиты скважин 0,5—2 л/с. Родники в гранитах часто приурочены к зонам разломов, дебиты их сильно варьируют. Минерализация воды 0,07—0,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Четвертичные отложения, развитые в долинах внешней области питания, слабоводоносны.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна приурочена к Ханойской межгорной впадине. Последняя представляет собой грабен, формирование которого началось, вероятно, в послеверхнетриасовое время. Протяженность ее около 500 км, ширина достигает нескольких десятков километров. Впадина выполнена мезозойскими и, по-видимому, палеогеновыми и неогеновыми отложениями — конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью от нескольких десятков до 1000 м. Глубина залегания воды в мезозойских отложениях на участке угольного месторождения Назионг в провинции Данглон 0,15—8,35 м, напор воды 2,97—33,3 м. Водоносность пород слабая; дебиты скважин 0,006 л/с при понижении уровня на 45 м, коэффициент фильтрации пород 0,00173 м/сут. Амплитуда колебания уровня воды достигает 5—7 м, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый или магниевый. Скважина, пройденная во впадине на глубину до 800 м, встретила в отложениях мезозоя и кайнозоя напорные самоизливающиеся и высокоминерализованные воды хлоридного патриевого состава.

Мощность четвертичных, главным образом аллювиальных, отложений впадины 100—120 м. В основании их залегает горизонт уплотненного железистого гравия (3 м), выше толща галечника (15—20 м), а затем пески и глины до 40—100 м). Широкое распространение глин в верхней части разреза, с одной стороны, препятствует загрязнению подземных вод с поверхности, а с другой — создает условия для формирования напорных вод. Величина напора достигает 10—15 м. Там, где с поверхности глины отсутствуют, в дельтовых отложениях Красной реки формируются грунтовые воды, залегающие на глубине 1—5 м. Воды аллювиальных отложений широко используются для водоснабжения населенных пунктов и городов, в том числе и г. Ханоя. С этой целью в дельте построено несколько водозаборов подземных вод, состоящих из скважин средней глубиной около 60 м и производительностью 20—21 л/с каждая

(Weder, Zieschang, 1960) (рис. 50). В сухое время года с помощью водозаборов извлекают около 175 л/с воды, в дождливое — около 220 л/с.

Грунтовые воды дельты Красной реки тесно связаны с ее поверхностными водами. Как отмечают Х. Н. Ведер и др. (Weder, Zieschang, 1960), при низком положении уровня воды в реке уровень грунтовых вод находится на глубине 6,5 м, а в период паводков до 3 м. По данным того же автора, уровень воды в одной из скважин, находящейся приблизительно в 2 км от реки, при отметке уровня воды в реке 8 м (во время наводнения) располагался на отметке 7 м, а при 2 м (во время межени) на 3 м выше уровня моря, т. е. в первый период поверхностные воды питали подземные, а во второй получали питание со стороны подземных вод.

Минерализация воды 0,2—0,5 г/л, в прибрежной зоне под влиянием моря она увеличивается до 1—2 г/л и более. Состав пресных вод гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый, солоноватых хлоридный натриево-магниево-кальциевый.

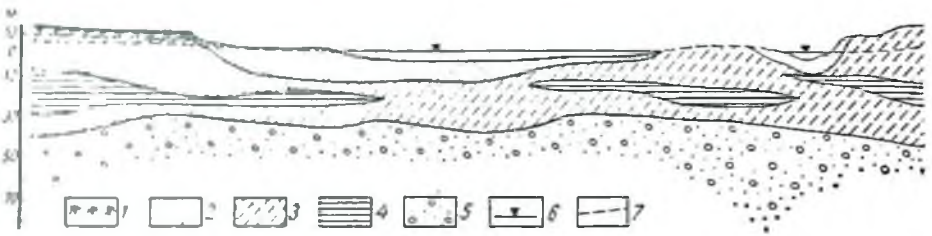


Рис. 50. Схематический разрез через долину р. Хонгха в районе Ханоя (по Нгуен Тхыонг Хунгу, 1967)
1 — почвенный слой; *2* — современный аллювий; *3* — суглинки и супеси; *4* — глины; *5* — гравий и галька с песком; *6* — уровень воды в реке; *7* — уровень грунтовых вод

В распределении химического состава и минерализации подземных вод наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Для высокогорных районов внешней области питания характерны гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,5—0,15 г/л, в пределах предгорной зоны формируются гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией до 0,5 г/л. Далее располагается дельтовая равнина с гидрокарбонатно-хлоридными кальциево-натриево-магниевыми водами, максимальная минерализация которых не превышает 0,6 г/л.

Вертикальная зональность химического состава подземных вод установлена только в пределах Ханойского грабена. Она заключается в смене с глубиной пресных гидрокарбонатных вод высокоминерализованными хлоридными водами.

Ханойский бассейн богат проявлениями минеральных вод, в большинстве своем располагающихся в его северо-западной части. В составе их установлены термальные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с температурой до 24° С, углекислые кремнистые хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 5—10 г/л и температурой 53° С, углекислые горячие хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией, равной или несколько меньшей 10 г/л, и температурой 53° С, азотные кремнисто-сульфатные кальциево-магниевые с минерализацией 4—5 г/л и температурой 30—50° С, азотные термальные кремнисто-гидрокарбонатные натриевые слабоминерализован-

ные и сероводородно-метановые. Большинство источников приурочено к зонам разломов, некоторые к контактам одних пород с другими.

Ханойский артезианский бассейн слудует считать высокообеспеченным ресурсами пресных подземных вод.

2. Индосинийский артезианский бассейн

Бассейн располагается в системе рек, образующих бассейн р. Меконг. В строении внешней области питания его участвуют метаморфические образования нерасчлененного докембрия и протерозоя, разнообразные по составу породы нижнего палеозоя, силура и девона, нерасчлененные отложения девона — нижнего карбона и пермо-карбона, эффузивно-осадочные образования верхнего карбона — триаса, осадочные угленосные, местами гипсоносные отложения верхнего триаса, угленосные и красноцветные отложения юры и мела, позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоидные породы.

В пределах Индосинийского массива выделяется несколько крупных тектонических структур второго порядка. На севере его располагается Саконнокопская синеклиза, ограниченная на юге Фуфанским поднятием, отделяющим ее от расположенной южнее Коратской синеклизы. На юго-западе массива находится Меконгская наложенная впадина, заполненная аллювиальными отложениями долины р. Меконг и ее притоков и, возможно, палеоген-неогеновыми отложениями. Образование впадины связано с новейшими тектоническими движениями и сопровождалось излияниями кайнозойских (плиоцен-четвертичных) базальтов, крупные поля которых наблюдаются в самой впадине и по ее восточному обрамлению.

О водоносности пород и качестве подземных вод, формирующихся во внешней области питания бассейна, сведения отсутствуют. По аналогии с рядом расположенным Ханойским бассейном и по широко развитой гидрографической сети можно предполагать, что в зоне экзогенной трещиноватости пород, слагающих ее, формируется водоносный горизонт пресных грунтовых и напорных вод, разгружающийся в многочисленных речных долинах и питающий воды внутренней области питания бассейна. В последней подземные воды изучались на площади Коратской синеклизы («Reconnaissance of the Geology and Ground Water of . . .», 1958). Синеклиза имеет площадь около 150 тыс. км^2 с поверхности представляет собой однообразную пологоволнистую равнину, несколько приподнятую по краям и опущенную в центральной части. Наиболее высокие горы находятся в западной части синеклизы. В результате плохого дренирования поверхности в мокрый сезон значительные площади ее заболачиваются, но в течение сухого сезона, когда осадков выпадает мало, а испарение является более высоким, район становится полузасушливым и в нем ощущается сильный недостаток воды.

Синеклиза сложена осадочными породами (главным образом песчаниками и сланцами с прослоями известняков) силура (?), девона (?), нижнего карбона, пермо-карбона, триаса, юры, мела, на которых залегают потоки базальтовых лав и четвертичные отложения. Среди последних наиболее распространены аллювиальные образования. Породы падают под углом до 10° по направлению к центру синеклизы (рис. 51).

Пробуренные на ее площади скважины на воду глубиной до 150 м вскрыли, по-видимому, мезозойские песчаники и сланцы с прослоями соли, перекрытые аллювиальными отложениями. Дебиты скважин не превышали 0,7 л/с. Вода соленая и солоноватая с содержанием хлоридов до 4500 мг/л. Температура

воды 27,5—29,4° С. Х. И. Ведер и др. (Weder, Zieschang, 1960) отмечают, что пресная, периодически напорная (в зависимости от режима выпадения осадков) вода в этих отложениях, очевидно, формируется в слоях песчаников, развитых в краевой части синеклизы, залегающих между сланцами, в пределах зоны шириной около 30 км. Родники, выходящие из мезозойских отложений, большей частью приурочены к контакту песчаников с подстилающими сланцами; их дебиты 0,07—0,75 л/с.

Наибольшее значение на площади синеклизы имеют воды, формирующиеся в аллювиальных отложениях речных долин. Эксплуатация их осуществляется с помощью нескольких сотен неглубоких (до 33 м) шахтных и буровых колодцев. Питаются подземные воды синеклизы главным образом за счет атмосферных осадков и поступления воды из поверхностных водотоков. Наивысший уровень воды в колодцах и максимальное количество подземных вод в породах синеклизы наблюдаются в конце дождливого сезона, в октябре. После

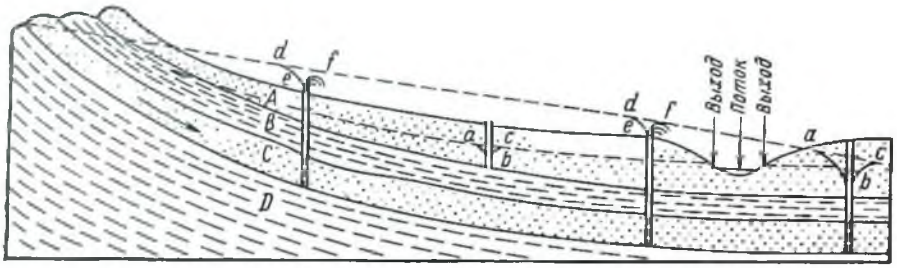


Рис. 51. Схема формирования грунтовых и артезианских вод на плато Корат («Reconnaissance of the Geology...», 1958)

A, C — пески, *B, D* — водоупорные породы: *a, b, c* — воронки депрессии, образовавшиеся при откачке; *d, e, f* — воронки депрессии, образовавшиеся при самоизливе воды из скважины

этого периода уровень воды постепенно понижается и самым низким становится в конце марта или в апреле. В сухой сезон реки получают питание за счет дренажа аллювиальных вод.

Интенсивность инфильтрации осадков по площади зависит от состава пород, выходящих на поверхность. Наибольшее просачивание отмечается на площадях, сложенных известняками, песчаниками и песками, наименьшее на участках развития глинистых сланцев. В пределах Фуфанского поднятия, находящегося севернее Коратской синеклизы, мощность осадочного чехла, вероятно, значительно меньше, породы его лучше промыты и в них формируются преимущественно пресные воды. Саконноконская синеклиза, очевидно, имеет такое же строение, как и Коратская. В отличие от последней здесь, по-видимому, более широко распространены пресные воды (учитывая, что она занимает краевое положение во внутренней области питания и к ней осуществляется интенсивный подток пресных и ультрапресных подземных вод со стороны внешней области питания).

Площадь Меконгской впадины около 140 тыс. км². Возможно, она выполнена красноцветными молассами палеогена — неогена и мощной (более 400 м) толщей аллювиальных песчано-гравийно-галечных и илисто-глинистых отложений долины р. Меконг. В последних формируются огромные ресурсы пресных подземных вод, свободных и напорных, которые, видимо, на некоторой

глубине ниже уровня моря сменяются солоноватыми и солеными водами и рассолами. На использовании пресных вод аллювия основано частичное водоснабжение Сайгона. С этой целью здесь построен водозабор, состоящий примерно из 40 скважин, с помощью которых извлекается 2000—2200 л/с воды, или до 50—55 л/с из каждой скважины. Состав пресных вод гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый, соленых и рассолов хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый. Большое влияние на минерализацию подземных вод прибрежной зоны оказывает море. Наблюдениями установлено, что морские воды проникают вверх по рекам на 100—150 км от берега и осолоняют не только речные, но и связанные с ними грунтовые воды.

3—4. Пурсатский, Менамский артезианские бассейны

Эти бассейны находятся в области Бирманско-Малайской мезозойской складчатой области. Внешние области питания бассейнов сложены преимущественно осадочными породами верхнего палеозоя и мезозоя и разновозрастными интрузиями гранитоидов, образующими крупные удлиненные батолитовые тела, приуроченные к ядрам антиклинальных структур. Водоносность пород не изучена. Предполагается, что наиболее высоководоносны известняки и зоны разрывных дислокаций. Связанные с ними родники дают начало некоторым речкам. Минерализация воды не более 0,1—0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый. В известняках минерализация воды может повышаться до 0,4—0,5 г/л при гидрокарбонатном кальциево-магниевом составе.

В четвертичных отложениях внешней области питания основные ресурсы подземных вод формируются в аллювиальных образованиях речных долин. Они носят характер грунтовых потоков, залегающих на глубине первых метров от поверхности земли. Режим их подчинен режиму выпадения атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Минерализация воды 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый.

Внутренние области питания бассейнов приурочены к Менамской и Пурсатской впадинам. Первая является наиболее значительной. Она сложена мезозойскими и, по-видимому, палеоген-неогеновыми красноцветными отложениями, на которых залегают аллювиальные образования р. Менам мощностью более 300 м. На использовании грунтовых вод, формирующихся в Менамском бассейне, основано, в частности, водоснабжение г. Бангкок. Минерализация их не превышает 0,5—0,8 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

В подстилающих четвертичные отложения палеоген-неогеновых и, возможно, мезозойских образованиях в верхних горизонтах формируются, вероятно, пресные, а в более глубоких солоноватые и соленые термальные напорные воды гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава. Обеспеченность бассейнов пресными подземными водами высокая.

XV. ВОСТОЧНО-ВЬЕТНАМСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район вытянут почти на 1500 км вдоль восточного побережья Индокитайского полуострова (см. рис. 1).

В строении его участвуют докембрийские, нижне- и среднепалеозойские метаморфические и осадочно-метаморфические породы, эффузивно-осадочные образования мезозоя, четвертичные отложения и разновозрастные гранитоидные интрузии. Данные о подземных водах отсутствуют. Однако обилие в районе

атмосферных осадков и широкое развитие гидрографической сети позволяют предполагать, что в зоне экзогенной трещиноватости перечисленных пород формируется горизонт подземных вод спорадического распространения, питающий многочисленные родники с наиболее часто встречающимися дебитами до 1 л/с, а выходящих из известняков, местами, очевидно, закарстованных, до 10—15 л/с и отдельных до 1 м³/с. Минерализация воды на большей части района не превышает 0,3 г/л, в известняках, возможно, возрастает до 0,4—0,6 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый и гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

В четвертичных отложениях речных долин и морского побережья формируются пресные грунтовые воды, залегающие на глубине до 5 м. Среди них наиболее водопосны аллювиальные образования, из которых с помощью отдельных скважин и колодцев можно получать несколько литров воды в секунду.

XVI. ВОСТОЧНО-МАЛАККСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Этот район приурочен к восточной части Малаккского полуострова (см. рис. 1). Характеристика особенностей геологического строения и формирования подземных вод его существенно не отличается от приведенной для Западно-Малаккского района.

XVII. ЮЖНО-ХАЙНАНЬСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район занимает юго-восточную часть о. Хайнань, поднимающегося на высоту 500—1000 м над уровнем моря. В строении его участвуют главным образом мезозойские граниты и гранодиориты, ограниченное распространение имеют метаморфические и осадочные породы протерозоя, нижнего палеозоя, девона, девона — карбона, перми, палеогена — неогена и четвертичной системы (см. рис. 1). В зоне экзогенной трещиноватости дочетвертичных образований мощностью, по-видимому, не более 25—30 м в терригенных отложениях и интрузивных породах и несколько больше в карбонатных распространены преимущественно грунтовые воды. В зонах разрывных дислокаций наряду с последними формируются, очевидно, и напорные воды, циркулирующие на значительно больших глубинах. Дебиты родников от долей до 5—10 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый, кальциево-магниевый и натриевый.

В четвертичных отложениях основные ресурсы подземных вод формируются в аллювиальных и аллювиально-морских отложениях. Это преимущественно грунтовые воды, залегающие на незначительной глубине от поверхности земли и на большей части площади пресные.

XVIII. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН ТИХООКЕАНСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Район охватывает цепи островов, прилегающих с востока к Азиатскому материку. Общая площадь его 3,2 млн. км². Район разделяется на 10 полуостровных и островных подрайонов: Камчатский, Сахалинский, Японский, Тайваньский, Филиппинский, Калимантанский, Суматранский, Яванский, Сулавесийский, Ириан-Джайский.

Для структуры района в целом и для составляющих его звеньев характерна высокая степень дислоцированности геологических образований, на фоне ко-

торой четко выделяются блоковые структуры межгорных и предгорных впадин и разделяющих или обрамляющих их горстовых поднятий.

Подобные особенности тектонического строения позволяют выделить в большинстве перечисленных подрайонов структуры третьего порядка, представляющие собой артезианские бассейны. Внешние области питания их образуют горстовые поднятия, сложенные, как правило, домезозойскими и мезозойскими образованиями. Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов приурочены к межгорным и предгорным впадинам. Они выполнены главным образом осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. В части районов второго порядка латеральные внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов не выделяются, и структуры их, омываемые морями и соответствующие внешним областям питания, должны рассматриваться в качестве таковых для субмаринных артезианских бассейнов, располагающихся в пределах окраинных морей Азиатского материка.

1. Камчатский подрайон

В структуре этого подрайона, расположенного на крайнем востоке Советского Союза, выделяются Срединный и Восточно-Камчатский антиклинории, орографически выраженные одноименными хребтами и примыкающей к последнему Восточной вулканической зоной, и разделяющие или обрамляющие их Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатские впадины. Хребты представляют внешние области питания, а впадины — внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов. Таким образом, на территории Камчатки имеются три артезианских бассейна — Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский (см. рис. 1).

Внешние области питания их сложены породами домезозойского, мезозойского, палеоген-неогенового и плиоцен-четвертичного возраста.

Домезозойские образования представлены сложнодислоцированными осадочно-метаморфическими породами, прорванными интрузиями гранитов и разбитыми сбросами. В составе мезозойского комплекса ведущая роль принадлежит осадочным и вулканогенным толщам верхнемелового возраста. В этих стратифицированных комплексах пород активная циркуляция подземных вод установлена в зонах экзогенной трещиноватости и разрывных нарушений, прослеживающихся до глубины 50—200 м (Садовский, 1961). Разгружаются подземные воды на склонах долин, в руслах рек и ручьев. Водоносность пород пестрая, дебиты родников от долей до 35 л/с, наиболее распространенные 0,5—5 л/с. Минерализация воды обычно не превышает 0,15 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый (Толстихин, 1957). Сходные условия движения и разгрузки подземных вод наблюдаются в палеоген-неогеновых, преимущественно вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях, слагающих внешние области питания бассейнов. Зона экзогенной трещиноватости в этих породах, по данным Б. Г. Поляка и др. (1965), прослежена до глубины 181 м. Дебиты родников 0,1—3 л/с, наиболее частые менее 0,5 л/с. Минерализация воды не превышает 0,15 г/л, состав преимущественно хлоридно-сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый.

Широко распространены во внешних областях питания бассейнов плиоцен-четвертичные базальты, андезиты, дациты, липариты, туфы, туфобрекчии, вулканические пески, игнимбриты и т. д. Мощность этих

образований в пределах вулканических плато 50—500 м и резко возрастает вблизи вулканов, сложенных переслаивающимися пирокластическими отложениями и лавами.

Вулканические аппараты за редким исключением подняты на значительную высоту и полностью находятся в зоне активного водообмена. На их склонах постоянные водотоки обычно отсутствуют, несмотря на обилие осадков. Инфильтрующиеся в тела вулканов атмосферные осадки формируют мощные грунтовые потоки, либо разгружающиеся у их оснований, либо проникающие в породы цоколей или в пирокластические продукты их подножий (Кононов, 1965; Вакин, 1968). У подножий вулканов часто отмечаются родники с дебитами 1—10 л/с. Иногда в результате площадной разгрузки подземных вод вокруг вулканических аппаратов образуются пояса болот (Корякско-Авачинская группа вулканов; Поляк и др., 1965).

Вулканические нагорья Е. А. Вакин разделяет на лавовые и игнимбритовые покровы, слагающие плато, и лавовые равнины районов ареального вулканизма, гидрогеологические условия которых несколько различны. Лавовые покровы образованы толщами базальтов и андезито-базальтов мощностью до 350 м. Циркуляция подземных вод в них носит пластово-трещинный характер. В случаях глубокого эрозионного расчленения они бывают полностью сдренированы. На участках слабого расчленения в покровах формируются значительные ресурсы подземных вод, и дебиты родников иногда достигают 400 л/с. Игнимбритовые покровы, выполняющие понижения рельефа, отличаются меньшей расчлененностью и мощностью и значительно более слабой водоносностью. Мощность лавовых покровов в районах ареального вулканизма невелика, и их обводненность определяется проницаемостью подстилающих пород.

Мощность пирокластических отложений, плащом покрывающих подножия вулканических аппаратов, в пределах вулкано-тектонических депрессий местами составляет 1000 м и более. Коэффициенты фильтрации этих отложений около 17 м/сут (Поляк и др., 1965). Так как атмосферные осадки ими почти полностью поглощаются, на площади их распространения нет поверхностных водотоков и в них создаются исключительные условия для формирования мощных водоносных горизонтов. Минерализация воды 0,01—0,2 г/л, преобладают гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные воды, обычно натриевые.

Внутренняя область питания Западно-Камчатского бассейна выполнена палеоген-неогеновыми образованиями — аргиллитами, алевролитами, песчаниками, реже конгломератами, гравелитами и туфами мощностью до 9000—11 000 м.

На площади Хромовской антиклинали до глубины 500 м вскрыто несколько напорных горизонтов на глубине 15—421 м с водопритоками 0,006—1 л/с при самоизливе. На Воямпольской антиклинали напорные воды встречены на глубине 15,4—210 м. Уровень воды поднимался выше поверхности земли, причем для водоносного горизонта, залегающего на глубине 40—45 м, эта высота составила 15 м, и дебит скважины при изливе воды достигал 16 л/с. В районе Крутогоровского буроугольного месторождения в пластах трещиноватых песчаников и углей на глубине 11—56 м вскрыты напорные воды, но притоки их к скважинам оказались невысокими.

Химический состав и минерализация воды довольно разнообразны. Так, в отдельных структурах пресные воды встречаются до глубины 1322 м, в других воды с минерализацией до 10 г/л вскрываются на глубине всего 276 м.

Пресные воды сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые. С возрастанием минерализации состав их меняется на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый. В районе среднего течения р. Воровской в структурно-параметрической скв. № 4 с глубины 802 м отмечен приток подземных вод с температурой на устье скважины 32—34° С и дебитом при свободном изливе воды до 20 л/с. Вода хлоридная натриевая с минерализацией до 1,5 г/л и запахом сероводорода.

Четвертичные отложения слагают верхнюю часть осадочного чехла бассейна. Они представлены песками, гравийниками, галечниками с валунами и линзами суглинков и глин мощностью не более первых десятков метров. В них формируются грунтовые воды, глубина залегания которых колеблется от 0,5 до 30 м. Дебиты родников 0,01—30 л/с. По составу это, как правило, хлоридно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,5 г/л. На морских побережьях господствуют хлоридные воды с минерализацией до 1 г/л.

Внутренняя область питания Центрально-Камчатского бассейна сложена теми же стратиграфическими комплексами пород, что и Западно-Камчатского бассейна. Подземные воды палеоген-неогеновых отложений не изучены. Водоносность четвертичных отложений пестрая, наиболее обводнены аллювиальные образования речных долин. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый, минерализация не превышает 0,3—0,4 г/л.

Внутренняя область питания Восточно-Камчатского бассейна вытянута в меридиональном направлении вдоль восточного побережья полуострова. С запада она ограничена поднятием Восточно-Камчатского антиклинория, а на востоке антиклинальными структурами восточных полуостровов. Она сложена мощной (до 11 000 м) толщей палеоген-неогеновых отложений, сильно дислоцированных и осложненных разрывными нарушениями, и четвертичными образованиями мощностью до 260—300 м.

В палеоген-неогеновых отложениях установлены свободные воды, залегающие на глубине 9—367 м, и напорные. Последние приурочены к трещиноватым прослоям песчаников и эффузивов, как правило, не выдержанным по мощности и простиранию. Дебиты отдельных скважин, вскрывших эти воды, при самоизливе с глубины 140 м достигали 10 л/с. Водопритоки с глубины 1740 и 2402 м не превышают 0,2—0,3 л/с. До глубины около 800—1000 м минерализация воды обычно до 0,5—1 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный, ниже минерализация возрастает до 12—15 г/л, а состав становится сульфатно-хлоридным натриевым. В другой скважине воды с минерализацией 12,68 г/л изливались с глубины 2402 м и имели хлоридный кальциево-натриевый состав. В изолированных слабо раскрытых структурах воды этого типа, но с минерализацией до 1—5 г/л встречены на глубине 140 м.

В четвертичных древнеаллювиальных и морских отложениях вскрыто несколько напорных водоносных горизонтов. Уровни некоторых из них устанавливались на 3—4 м над устьем скважин, а дебиты последних при свободном изливе воды достигали 20—30 л/с. Минерализация воды 0,029—0,616 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам смешанный.

Обеспеченность Камчатского подрайона пресными водами весьма высокая. Основные ресурсы ее формируются в вулканогенных образованиях внешних областей питания бассейнов, в верхней части разрезов палеогена— неогена и в четвертичных древнеаллювиальных отложениях внутренних областей питания.

Помимо пресных подземных вод подрайон богат минеральными водами различного состава и генезиса. Минеральные воды разделяются на несколько типов. Во внешних областях питания выделяются сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термы, углекислые термальные и холодные воды, а также азотные термальные воды. Во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов распространены азотно-метановые и метановые высокоминерализованные воды.

2. Сахалинский подрайон

Подрайон вытянут в меридиональном направлении почти на 900 км, его средняя ширина около 100 км, максимальная 160 км. На западе острова лежат Западно-Сахалинские, а на востоке — Восточно-Сахалинские горы. Между ними располагается Тымь-Поронайская низменность, сливающаяся на севере с Северо-Сахалинской низменностью. На Южно-Сахалинском полуострове имеются два хребта — Южно-Камышовый и Сусунайский, разделенные Сусунайской равниной.

В подрайоне выделяется несколько артезианских бассейнов, наиболее крупные из которых Северо-Сахалинский, Поронайский и Сусунайский.

Внешние области питания бассейнов, представленные горно-складчатыми сооружениями, сложены палеозойскими метаморфическими и вулканогенно-кремнисто-терригенными породами, мезозойскими и палеоген-неогеновыми осадочными и осадочно-вулканогенными, а также плиоценовыми вулканогенными образованиями.

В палеозойских и мезозойских породах воды накапливаются и движутся в зоне экзогенной трещиноватости глубиной до 100 м. В этой зоне, мощность обводненной части которой колеблется от нескольких метров на водоразделах до 100 м в долинах рек, формируются групповые воды. Максимальные глубины залегания воды (до 70—80 м) характерны для верхних частей склонов, в долинах рек воду можно встретить на глубине 1—10 м. Дебиты родников в зависимости от состава трещиноватости пород 0,001—3 л/с, удельные дебиты скважин 0,001—0,1 л/с. Минерализация воды обычно не превышает 0,2—0,4 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый, кальциево-натриевый и натриево-кальциевый («Гидрогеология СССР, т. XXVI, остров Сахалин», 1972).

В отложениях палеогена-неогена воды залегают на глубине 1,5—40 м и более. Водоносность пород слабая, дебиты родников 0,05—1 л/с. Минерализация воды не превышает 0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый. В палеогеновых отложениях довольно широко развиты напорные, иногда самоизливающиеся трещинные и трещинно-жильные воды. Глубины залегания их самые различные, мощность обводненных зон обычно небольшая. Удельные дебиты скважин, как правило, не превышают 0,1 л/с. Минерализация вод в зависимости от глубины вскрытия варьирует от 0,2—0,4 (150—200 м) до 12 г/л (свыше 2500 м) и более, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Плиоценовые осадочно-вулканогенные образования мощностью 50—400 м распространены лишь на западном побережье Сахалина, где представлены базальтами и андезито-базальтами с прослоями песчаников. К ним приурочено несколько водоносных горизонтов, залегающих на глубине 1,3—101 м. Дебиты скважин 1,16—2,8 л/с.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Северо-Сахалинского бассейна сложена толщей неогеновых и четвертичных отложений мощностью до 8000 м.

К миоценовым отложениям приурочен ряд напорных водоносных горизонтов мощностью от 1—2 до первых сотен метров. Во многих скважинах наблюдается самоналив воды. Дебиты от тысячных долей до 3,4 л/с, наиболее частые до 0,2 л/с. Коэффициенты фильтрации пород определяются тысячными и десятыми долями метров, иногда они достигают нескольких метров в сутки. В хорошо промытых структурах минерализация воды до глубины 1000 и даже 2000 м не превышает 1—3 г/л. В закрытых структурах она возрастает до 10—20 г/л и более. В сводовых частях нефтегазоносных структур, в том числе и залегающих на небольших глубинах, пресные воды обычно отсутствуют и сразу вскрываются воды с высокой минерализацией. Наиболее высокие значения минерализации (25—33 г/л) выявлены на участках нефтяных месторождений Тунгор, Одопту и др. на глубине 2400—3000 м. На месторождении Тунгор установлено наличие рассола весьма своеобразного состава:

$$M57{,}8\,\frac{HCO_3{}_{90}Cl_{10}}{Na_{100}}.$$

Пресные и солоноватые воды миоценовых отложений имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, воды с минерализацией выше 3 г/л хлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. В высокоминерализованных водах обнаружены иод, бром, бор. Растворенные газы представлены метаном, азотом и тяжелыми углеводородами.

Плиоценовые отложения мощностью до 2500 м широко распространены во внутренней области питания бассейна и представлены разнозернистыми песчаниками и песками с прослоями глин, аргиллитов, галечников, редко бурых углей. Эти породы содержат и грунтовые, и напорные воды. Глубина залегания грунтовых вод от 1—14 м в пониженных участках до 40 м на водоразделах. Дебиты скважин 1—5 л/с, удельные дебиты 0,3—1 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый и натриевый. Напорные воды в плиоценовых отложениях встречены в северо-восточной части бассейна. Водовмещающие породы характеризуются здесь большим непостоянством состава, что находит отражение в колебаниях удельных дебитов скважин (от 0,001 до 1 л/с).

Минерализация воды неглубоко залегающих горизонтов менее 1 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и кальциево-натриевый. В закрытых структурах с замедленным водообменом минерализация воды 3—10 г/л, а на участках нефтяных месторождений до 22 г/л. Солоноватые (1—10 г/л) воды гидрокарбонатно-хлоридные, соленые (более 10 г/л) хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Четвертичные отложения максимальной мощностью несколько десятков метров сплошным чехлом покрывают все более древние отложения и представлены песками с галькой, глинами, суглинками и супесями. Подземные воды залегают на глубине 0,5—12 м. На большей части площади они свободные, но местами обладают незначительным напором (1—5 м). Водоносность пород пестрая, дебиты скважин 0,58—4 л/с. В прибрежной полосе шириной до 1,5—2 км воды обладают повышенной минерализацией, за пределами последней она не превышает 0,5 г/л. Воды гидрокарбонатные натриевые.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Поронайского бассейна пространственно совпадает с Тымь-Поронайской впадиной, выпол-

ненной неогеновыми и четвертичными отложениями. Миоценовые отложения мощностью около 1500 м представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов, песчаников, гравелитов и бурых углей. Проницаемость и водоносность пород невысокие, минерализация воды обычно небольшая, состав хлоридно-гидрокарбонатный, по катионам смешанный.

Отложения плиоценового возраста мощностью 800—2000 м имеют примерно тот же состав, что и во внутренней области питания Северо-Сахалинского бассейна. Здесь в этих отложениях напорные воды вскрыты по правобережью р. Поронай на глубине 13—65 м, более глубокие горизонты не изучены. Водоносность пород невысокая, удельные дебиты скважин 0,006—1,35 л/с. Минерализация воды 0,1—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Четвертичные отложения бассейна существенно не отличаются от аналогичных отложений Северо-Сахалинского бассейна, лишь мощность их здесь достигает 100—250 м. Вода залегает на глубине 0,5—20 м. Дебиты скважин 1,4—15 л/с, удельные дебиты от десятых долей до 5—6 л/с. На большей части низменности минерализация воды не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый. В прибрежной части бассейна воды четвертичных отложений взаимодействуют с морскими.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Сусунайского бассейна пространственно совпадает с низменностью, расположенной между Южно-Камышовым и Сусунайским хребтами. Она представляет собой грабенообразный прогиб, вытянутый в меридиональном направлении и выполненный плиоценовыми и четвертичными отложениями. Изученная часть разреза достигает 1200 м, а общая по геофизическим данным превышает 3000 м. Плиоценовые отложения в нижней части состоят из чередующихся алевролитов и глин и подчиненных им горизонтов песчаников и конгломератов, а в верхней — разнозернистых песков и песчаников с прослоями алевролитов и глин. Удельные дебиты скважин 0,01—0,23 л/с. Воды обычно пресные с минерализацией до 0,3 г/л гидрокарбонатного натриевого состава. Иногда к плиоцену приурочены и минерализованные воды. Так, в районе Долинска в этих отложениях на глубине 595—600 м вскрыты самоизливающиеся воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 9,8—26,3 г/л и иодом, бромом и фтором.

Четвертичные отложения во внутренней области питания бассейна распространены повсеместно и обладают максимальной мощностью 80—100 м в центральной его части. Формирующиеся в этих отложениях воды имеют свободную поверхность и вскрываются на глубине 1,2—10 м. Водоносность пород высокая, дебиты скважин достигают 10 л/с при относительно небольшом снижении уровней. Состав воды гидрокарбонатный или хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый, минерализация 0,05—1 г/л.

На Сахалине установлена горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод. Первая проявляется в постепенном переходе гидрокарбонатных кальциевых или смешанных по катионам ультрапресных и пресных вод с минерализацией до 0,2 г/л, развитых на возвышенных и наиболее удаленных от моря участках, в гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридные натриевые воды с минерализацией 1—2 г/л в прибрежных зонах, формирующиеся под влиянием моря или разгрузки вод глубоких горизонтов.

Во внешних областях питания бассейнов до глубины 2000 м развиты пресные воды с минерализацией до 1 г/л и гидрокарбонатным натриевым составом.

В вертикальном разрезе внутренних областей питания и накопления подземных вод О. В. Равдоникас («Гидрогеология СССР, т. XXIV, остров Сахалин», 1972) выделяет следующие гидрохимические зоны: 1) преимущественно пресных (менее 1 г/л) гидрокарбонатных натриевых вод; 2) слабосолоноватых (1—3 г/л) гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод; 3) сильносолоноватых (3—10 г/л) вод; 4) слабосоленых (10—20 г/л) вод и 5) сильносоленых (более 20 г/л) хлоридных, хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод. Последовательность залегания и мощности гидрохимических зон в разрезе весьма непостоянны.

В Северо-Сахалинской впадине максимальные мощности зоны пресных вод установлены в синклиналях, где они превышают 1500—2000 м и охватывают четвертичные и плиоценовые отложения. В пределах антиклинальных структур мощности этой зоны сокращаются иногда до менее 100 м, и она захватывает только верхи плиоцена. В центральной части Поронайской впадины мощность зоны пресных вод достигает 800—1000 м, а в Сусунайской не превышает 200—250 м. В прибрежных частях этих впадин, а также на участках разгрузки глубоких минерализованных вод, приуроченных обычно к антиклинальным структурам или к зонам разломов, зона пресных вод имеет небольшую (10—20 м) мощность или отсутствует. В гидродинамическом отношении зона пресных вод соответствует зоне свободного водообмена с преобладанием нисходящих потоков инфильтрационных вод.

Зона слабосолоноватых вод широко развита во всех впадинах и располагается обычно ниже зоны пресных вод. В центральной и западной частях Северо-Сахалинской впадины ее мощность достигает 1000 м и более, охватывая отложения среднего и верхнего миоцена. В антиклинальных зонах, особенно в восточной части впадины, мощность ее сокращается, а местами она полностью выпадает из разреза. В Поронайской впадине зона слабосолоноватых вод охватывает, видимо, всю нижнюю часть разреза выполняющих ее отложений. В Сусунайской впадине она приурочена к верхней части разреза неогеновых отложений.

Зона сильносолоноватых вод имеет ограниченное распространение. В Северо-Сахалинской впадине она занимает большую часть разреза миоценовых отложений в северной и восточной ее частях на глубине 1500—2000 м, а в южной и западной самые верхи миоцена, почти полностью выпадая в сводовых частях ряда антиклинальных структур. В Сусунайской впадине эта зона залегает на глубине иногда менее 100 м, обладает небольшой (100—200 м) мощностью и приурочена, по-видимому, к низам верхнего миоцена.

Зоны слабо- и сильносолоноватых вод соответствуют гидродинамической зоне затрудненного водообмена.

Еще менее развиты на Сахалине зоны слабо- и сильносоленых вод. В северной и восточной частях Северо-Сахалинской впадины они приурочены к миоценовым отложениям на глубинах, превышающих 1500 м. Уникальные по составу и минерализации воды района месторождения Тунгор представляют собой гидрохимическую аномалию, обусловленную, возможно, поступлением в подземные воды углекислоты по зонам разломов и энергичным выносом натрия из вмещающих пород. На нефтегазоносных структурных поднятиях зона слабосоленых вод иногда охватывает нижнюю часть разреза плиоценовых отложений.

В Сусунайской впадине зона слабосоленых вод вскрыта на глубинах 500—600 м. По-видимому, она здесь повсеместно развита в миоценовых и нижележащих отложениях.

В гидродинамическом отношении участки распространения зон слабо- и сильно-соленых вод относятся к зоне весьма затрудненного водообмена.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов острова отмечается гидрогеотемпературная зональность, проявляющаяся в повышении температуры подземных вод с глубиной.

Холодные воды развиты до глубины 140—880 м в четвертичных и плиоценовых отложениях; слаботермальные (20—50° С) — на глубине 140—1900 м в плиоценовых образованиях; сильнотермальные (50—100° С) и перегретые (выше 100° С) — на глубине 1000 м и более главным образом в миоценовых и более древних отложениях.

Сахалинский подрайон хорошо обеспечен пресными подземными водами. Суммарные естественные ресурсы их, по данным Б. Д. Шулякова и Б. Д. Широкого («Гидрогеология СССР, т. XXIV, остров Сахалин», 1972), 558,4 м³/с. Основные ресурсы этих вод заключены в плиоценовых и четвертичных отложениях. Среди минеральных вод, развитых на территории подрайона, основными являются азотно-метановые и метановые, приуроченные к отложениям внутренних областей питания бассейнов. Местами здесь встречаются холодные углекислые и углекисло-метановые воды.

3. Японский подрайон

Этот подрайон включает территорию архипелага Японских островов, состоящего более чем из 1000 островов. Наиболее крупные из них Хоккайдо, Хонсю, или Хондо, Сикоку и Кюсю. Рельеф Японских островов представляет собой систему умеренно поднятых гор, холмов и равнин. Эта система весьма сложна по структуре и увенчана множеством вулканических конусов, находящихся на различных стадиях расчленения. Всего на территории страны насчитывается более 200 крупных вулканов, из которых около 50 действовали в историческое время. Наряду с отдельными вулканическими конусами и их цепями широко развиты плато, сложенные лавами и туфами.

Территория Японского подрайона разделяется на систему артезианских бассейнов, многие из которых, особенно находящиеся в юго-западной части о. Хонсю, не имеют сколько-нибудь значительных внутренних областей питания и накопления подземных вод (рис. 52).

Внешние области питания бассейнов сложены докембрийско-палеозойскими, мезозойскими, разновозрастными интрузивными и четвертичными вулканическими образованиями.

Докембрийско-палеозойский комплекс представлен кристаллическими сланцами, филлитами, гранито-гнейсами, амфиболитами, мраморизованными известняками, глинистыми сланцами, песчаниками, роговиками, метаэффузивами. В мезозойском комплексе, мощность которого местами превышает 10 км, установлены сланцы, песчаники, конгломераты, которым подчинены вулканогенные породы и известняки. Среди интрузивных пород преобладают граноднориты и кварцевые диориты. В этих породах воды накапливаются и движутся в зоне экзогенной трещиноватости. Однако в связи со слабой трещиноватостью водоносность пород невысокая. Дебиты родников от долей до первых литров в секунду. Родники с высокими дебитами, достигающими нескольких десятков литров в секунду, связаны, очевидно, с зонами тектонических нарушений.

Четвертичные вулканических образования во внешних областях питания пользуются широким распространением. Они характеризуются высокой водо-

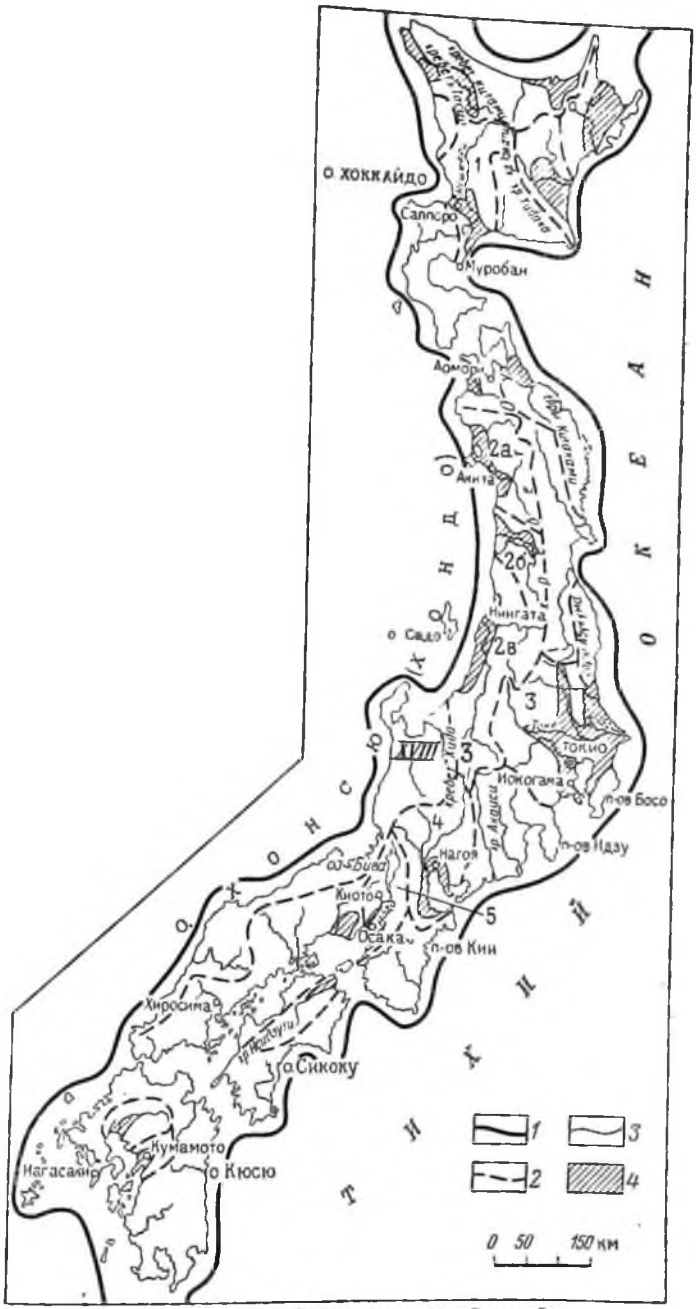


Рис. 52. Японский гидрогеологический подрайон

1—3 — границы: *1* — гидрогеологического района, *2* — артезианского бассейна, *3* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *4* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *XVIII*, *3* — соответственно номер гидрогеологического района и подрайона. Артезианские бассейны: 1 — Исикари, 2 — Уэцу (а — Акита, б — Ямагата, в — Ниигата — Нагано); 3 — Канто, 4 — Ноби, 5 — Кинки

Скважина	Глубина, м	Возраст водовмещающих пород	pH	CO_2 свободная, мг/л	Компоненты минерализации,				
					NH_4^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Утино R-47	261	Плейстоцен	7,1	41,5	51,2 2,84 6	500 21,75 49	43,2 1,11 3	168 8,38 19	126 10,36 23
Утино R-48	525	»	7,5	21,3	59,4 3,28 4	1200 52,30 68	68 1,74 2	157 7,83 10	152 12,50 16
Утино-R-17	702	»	7,5	19,7	85,7 4,75 2	42,20 183,55 70	255 6,52 2	353 17,61 7	600 49,34 19
Утино R-16	836	»	7,5	15,0	161 8,92 2	8650 376,2 82	390 9,97 2	283 14,12 3	584 48,03 11
Утино R-8	1530	Плиоцен	7,7	7,1	128 7,09 1	10360 450,61 85	472 12,07 2	497 24,80 5	482 39,64 7
Утино R-53	1800	»	7,8	2,5	115 6,27 1	10580 460,18 83	330 8,44 2	782 39,02 7	497 40,87 7
Кита-ага R-1	1651	»	7,6	11,2	170 9,43 1	11840 515,0 86	600 15,35 3	683 34,08 6	265 21,79 4

проницаемостью, и выпадающие атмосферные осадки целиком поглощаются ими. У подножий конусов и оснований лавовых покровов отмечаются многочисленные родники, часто с высокими дебитами. Так, по периферии вулканического массива Фудзи в центральной части о. Хонсю выходит серия родников с суммарным дебитом 45 м³/с. Крупные родники имеются также у подножий вулканов Ивате на севере Хонсю, Асо и Макрадзаки на Кюсю и в других районах («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961).

Внешние области питания бассейнов находятся в зоне активного водообмена, и породы здесь хорошо промыты. Минерализация воды обычно не превышает 0,1 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый, иногда со значительным (до 35 мг/л и более) содержанием кремнекислоты («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961).

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов представлены небольшими впадинами, орографически выраженными низменностями. Относительно крупные среди них: на Хоккайдо впадина Центрального Хоккайдо; на Хонсю Акита, Ямагата и Ниигата-Нагано на западном побережье, Канто и Ноби на восточном; впадина Кинки открывается во Внутреннее Японское море.

Таблица 53

мг/л, мг-экв/л, %-экв				HBO_2, мг/л	Минерализация г/л	Формула химического состава
Cl^-	J^-	Br^-	HCO_3^-			
1110 31,30 67	Нет — —	Нет — —	923 15,13 33	19,5	2,941	$\frac{Cl67HCO_333}{(Na49+K3)52Mg23Ca19}$
2040 57,52 77	Нет св. — —	Нет св. — —	1040 17,05 23	16,2	4,723	$\frac{Cl177HCO_323}{(Na68+K2)70Mg16Ca10}$
8380 236,34 92	17,9 0,14 —	95 1,19 —	1300 21,31 8	32,4	15,339	$\frac{Cl92HCO_38}{(Na70+K2)72Mg19}$
15740 443,92 96	29,4 0,23 —	121 1,51 —	10,70 17,54 4	55,1	27,084	$\frac{Cl96HCO_34}{(Na82+K2)84Mg11}$
18460 520,62 98	47 0,37 —	87,3 1,09 —	329 8,67 2	60,0	31,122	$\frac{Cl98HCO32}{(Na85+K2)87Mg7Ca5}$
19470 549,12 99	63,4 0,5 —	102 1,28 —	388 6,36 1	64,8	32,390	$\frac{Cl99}{(Na83+K2)85Ca7Mg7}$
20590 580,00 97	71,4 0,56 —	136 1,70 —	925 15,16 3	84,3	35,365	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na86+K3)89Ca6}$

Впадины выполнены палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями. Палеогеновые отложения представлены песчаниками, сланцами, конгломератами и углями; их мощность на о. Хоккайдо около 3000 м. На островах более широко распространены неогеновые образования, мощность которых превышает 10 000 м. В их составе установлены песчаники, аргиллиты, алевролиты, туфы, туфобрекчии, агломераты, эффузивы, пески, глины («Нефтегазоносные бассейны . . .», 1965). Породы собраны в складки, оси которых параллельны общему простиранию островной дуги.

Подземные воды палеогеновых отложений не изучены. Эффузивно-осадочные образования миоцена отличаются крайне слабой проницаемостью и водоносностью. Более благоприятными условиями для накопления подземных вод характеризуются отложения плиоцена, особенно сложенные песками и слабо сцементированными песчаниками. Например, в бассейне Канто и районе Токио проницаемость плиоценовых песков составляет 1000—2000 мд («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961) и дебиты скважин, пройденных в них, достигают 12 л/с («Hydrogeological map of Japan», 1965).

Для всего разреза неогеновых отложений внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов типично широкое распространение проявлений нефтегазоносности, причем нефтепроявления приурочены главным

Скважина	Глубина, м	Возраст вмещающих пород	Температура воды, °С	pH	CO_2 свободная, мг/л	Компоненты минерализации				
						NH_4^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Омоногава ОС-25	226	Нижний плиоцен	25,6	7,1	141	27 1,50 —	8901 387,15 92	427 10,59 3	119 5,49 1	187 15,38 4
Ябасе УВ-18	266	»	27	7,0	53	40 2,22 —	9742 423,73 94	531 13,58 3	106 5,29 1	84 6,91 1
Омоногава ОВ-30	380	»	29,4	7,5	Нет	56 3,10 1	10259 446,22 94	611 15,63 3	42 2,10 —	82 6,74 2
Арайи АВ-9	470	Миоцен	26,6	7,6	18	120 6,65 2	8323 362,01 91	508 12,99 3	149 7,44 2	86 7,07 2
Ябасе УС-77	537	»	26,5	7,7	Нет	89 4,93 1	12216 531,33 95	873 22,33 4	3 0,15 —	45 — —
Арайи АС-3	693	»	25,6	7 5	22	26 1,44 —	8893 386,80 93	499 12,76 3	130 6,50 2	106 8,72 2
Ябасе УВ-17	848	»	29,7	7,1	44	111 6,15 1	10548 458,79 96	238 6,09 1	132 6,59 1	83 6,83 1
» УВ-42	1062	»	27,3	8,0	Нет	61 3,38 1	8846 384,76 97	268 6,85 2	5 0,25 —	16 1,32 —
Койя КВ-11	1100	»	40,2	7,2	18	103 5,71 1	10136 440,87 95	204 5,22 1	91 4,54 1	85 6,99 2

образом к миоценовым, а газопроявления — к плиоценовым и частично плейстоценовым породам. Воды, приуроченные к этим отложениям, характеризуются высокой минерализацией, а часто и температурой. Так, в бассейне Ишкари в районе г. Осимамбе скважиной глубиной 613 м в отложениях плиоцена вскрыты воды с температурой 48,4° С и содержанием хлора 4,02 г/л. В интервале 930—1130 м концентрация хлора увеличилась до 15,2 г/л (Sugisaki, 1961). В районе г. Ниигата минерализация воды возрастает от 3 г/л на глубине 261 м до 32—35 г/л на глубине более 1600 м (табл. 53). Состав солоноватых вод хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниево-кальциевый, высокоминерализованных хлоридный натриевый («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961). Среди растворенных газов преобладает метан (92—99,3% по объему).

Таблица 54

мг/л, мг-экв/л, %-экв							SiO_2, мг/л	HBO_2, мг/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава
Fe^{3+}	Fe^{2+}	Cl^-	I^-	Br^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-				
1 0,04 —	5 0,27 —	12092 341,04 78	38 0,30 —	37 0,46 —	2 0,04 —	5834 94,61 22	79	341	23,600	$\frac{Cl78HCO_322}{(Na92+K3)95Mg4}$
4 0,14 —	Нет — —	14139 398,76 87	80 0,63 —	55 0,69 —	Нет — —	3600 59,00 13	63	162	25,620	$\frac{Cl87HCO_313}{(Na94+K3)97}$
3 0,11 —	1 0,05 —	13784 388,75 82	31 0,24 —	38 0,48 —	3 0,06 —	5236 85,81 18	35	172	26,951	$\frac{Cl82HCO_318}{(Na94+K3)97}$
0,5 — —	0,5 — —	10688 301,43 77	25 0,20 —	36 0,45 —	Нет — —	5349 87,66 23	180	349	22,939	$\frac{Cl77HCO_323}{(Na91+K3)94}$
Нет св. — —	Нет св. — —	16737 472,04 87	35 0,27 —	69 0,86 —	Нет — —	4241 69,50 13	67	77	32,211	$\frac{Cl87HCO_313}{(Na95+K4)99}$
Нет — —	Нет св. — —	11986 388,04 82	27 0,21 —	39 0,49 —	1 0,02 —	4558 74,70 18	235	355	23,185	$\frac{Cl82HCO_318}{(Na93+K3)96}$
2 0,07 —	3 0,16 —	16205 457,03 97	34 0,27 —	57 0,71 —	Нет — —	940 15,41 3	57	142	27,917	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na96+K1)97}$
Нет — —	Нет — —	12156 342,56 89	25 0,20 —	20 0,25 —	10 0,21 —	2685 44,01 11	113	335	22,185	$\frac{Cl89HCO_311}{(Na97+K2)99}$
13 0,47 —	0,5 — —	16099 454,04 97	35 0,27 —	47 0,59 —	Нет — —	891 14,60 3	65 3	170	26,896	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na95+K1)96Mg2}$

На участках нефтяных месторождений в районе Ябасе (впадина Акита), приуроченных к отложениям миоцена и нижнего плиоцена, формируются хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные патриевые воды (табл. 54) с минерализацией 23—32,2 г/л («Geochemical study of brine . . .», 1960).

В плиоценовых отложениях бассейна Канто выявлено несколько водоносных горизонтов, содержащих высокоминерализованные воды. Температура воды возрастает от 15,8° С на глубине 437 м до 40,4° С на глубине 2015 м (Sugisaki, 1962). Минерализация воды, вскрытой на глубине 700—1565 м, 26,4—33,4 г/л (табл. 55) состав хлоридный патриевый («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961; White e. a., 1963).

Скважина	Глубина, м	Возраст водовмещающих пород	pH	CO_2 свободная, мг/л	Компоненты минерализации,			
					NH_4^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}
Отакп А-226	600	Верхний плиоцен	7,8		47 2,60 —	10000 435,06 92		170 8,48 2
Хосокуса R-2 (Мобара)	703	»	7,6	37,4	Нет св. — —	9800 426,26 87	305 7,80 1	351 17,51 4
Фуругава R-2 (к югу от Мобара)	800	»	7,5	Нет. св.	179 9,90 2	11690 508,48 90		169 8,43 1
Токио ER-2	1565	Плиоцен	7,7	25,0	153 8,48 1	11000 478,45 89	370 9,46 2	279 13,92 3
Токио ER-7	732	»	7,7	9,0	167 9,25 2	9215 400,80 89		250 12,48 3

Среди растворенных газов и здесь преобладает метан («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961). В интервале 270—473 м в плиоценовых отложениях вскрываются воды, содержащие 7,75 г/л хлора, а метана более 95% по объему (Sugisaki. 1964). В высокоминерализованных водах отмечаются повышенные концентрации иода, брома, бора.

Пресные подземные воды, приуроченные к неогеновым отложениям, во внутренних областях питания артезианских бассейнов Японии распространены незначительно. Они установлены в некоторых районах Хоккайдо и в центральной части о. Хонсю. Воды хорошего качества, за исключением повышенных концентраций железа («Hydrogeological map of Japan», 1965). Основные ресурсы их формируются здесь в четвертичных отложениях. Они изучены весьма детально и им посвящено много работ.

Четвертичные отложения распространены широко, их мощность до 250—300 м. Они представлены главным образом аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и морскими образованиями — галечником, гравием, песком, алевритами, глинами. Водовмещающие породы высоководоносны. Дебиты 20 опорных скважин глубиной 30—330 м, расположенных в различных районах Японии и нанесенных на гидрогеологическую карту ее («Hydrogeological map of Japan», 1965), 5,6—62,9 л/с, удельные дебиты 0,9—39,4 л/с при мощности опробуемого интервала 10—172 м (табл. 56).

Все скважины вскрыли напорные воды с пьезометрическим уровнем, установившимся на несколько метров ниже и выше поверхности земли. В районе г. Токио (бассейн Канто) воды встречены в отложениях конусов выноса рек

Таблица 55

мг/л, мг-экв/л, %-экв					HBO_2, мг/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава
Mg^{2+}	Cl^-	J^-	Br^-	HCO_3^-			
325 26,72 6	16200 456,89 97	81 0,64 —	132 1,62 —	832 13,63 3	56	27,8	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na+K)92Mg6}$
500 41,12 8	17300 487,91 96	99,7 0,79 —	61,1 0,76 —	1144 18,75 4	Нет св.	29,561	$\frac{Cl96HCO_34}{(Na87+K1)88Mg8}$
464 38,16 7	19100 538,68 95	126 0,99 —	70 0,88 —	1490 24,42 4	94	33,382	$\frac{Cl96HCO_34}{(Na+K)90Mg7}$
328 26,98 5	17820 502,58 97	36,4 0,29 —	71,5 0,90 —	789 12,93 3	Нет св.	30,847	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na89+K2)91Mg5}$
346 28,45 6	15530 438,00 97	37,5 0,30 —	93,5 1,17 —	702 11,51 3	79,6	26,420	$\frac{Cl97HCO_33}{(Na+K)89Mg6}$

Таблица 56

Местоположение	Диаметр, мм	Глубина, м	Глубина фильтра, м	Установившийся уровень воды ниже или выше (+) поверхности земли, м	Понижение уровня, м	Дебит, л/с
Куспро	75	167	112—134	+6,0	6,0	7,5
Обихиро	100	198	—	+5,0	3,0	17,5
Сашоро	350	60	30—55	5,0	7,9	36,0
Аомори	250—200	332	160—332	+0,0	8,2	14,0
Сендай	250	164	60—162		11,2	10,5
Урава	300	238	90—185	3,6	12,4	53,5
Тиба	300	300	206—278	+0,9	8,5	21,0
Наоэцу	350—250	296	229—290	11,2	5,1	46,5
Мацумото	375	30	—		6,4	56,5
Иосивара	400—300	126	90—123	2,7	8,4	47,5
Хамамацу	300	300	206—264		21,6	35,5
Ямоми	350	161	150—160	7,6	5,3	62,2
Гифу	250	60	—	1,5	2,1	35,0
Тояма	300	79	25—62	1,2	3,5	43,8
Канадзава	350	44	—	0,3	4,7	55,5
Суйта	350	165	109—165	24	11,0	31,3
Токусима	350	45	30—45	3,1	1,0	39,4
Нюгава	450	93	—	2,7	—	4,17
Сага	250	151	115—118	8,0	—	5,6
Кумамото	450	180	114—180	+	1,0	31,4

Арагава и Сумида. Дебиты скважин от первых единиц до 35 л/с и выше. По данным на 1962 г., в Токио более чем из 1500 скважин откачивали до 700 тыс. м³ подземных вод, т. е. средний дебит одной скважины около 5 л/с (Конопляпцев, 1963). В районе г. Осака (бассейн Кинки) в четвертичных отложениях выделяется пять водоносных горизонтов (рис. 53). На 1956 г. добыча подземных вод составляла здесь 920 тыс. м³/сут, причем из 543 эксплуатационных скважин только 165 имели глубину более 100 м. Дебиты скважин распределяются следующим образом:

Дебит, л/с	До 11,5	11,5—23	23—35	35—46	46 и выше
Число скважин, %	40	33	15	10	2

Наибольшими дебитами отличаются скважины, пройденные в северной части района, где водоносные горизонты сложены более грубыми отложениями (Tsurumaki, 1962). Минерализация воды 0,05—0,2 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, однако в некоторых районах в четвертичных отложениях содержатся высокоминерализованные воды (Napya et Sawada, 1956). Обычно это характерно для участков нефтяных и газовых месторождений, а также прибрежных территорий, на которых в результате интенсивной откачки пресной воды происходит внедрение морских вод. Подобные явления широко распространены в районах концентрированных заборов подземных вод. Наиболее значительно этот процесс проявился в заливе Суруга у юго-восточного подножия вулкана Фудзи (Murashita, Kishi, 1967). С 1960 по 1966 г. внедрение морских вод охватило площадь в 10 км², что объясняется, с одной стороны, уменьшением количества атмосферных осадков, а с другой — резким увеличением откачки воды, которая в этом районе осуществляется из двух горизонтов. Верхний водоносный горизонт сложен трещиноватыми лавами, нижний — вулканогенными песками с гравием. Содержание хлора в подземных водах верхнего горизонта вблизи побережья в 1961 г. составляло 500 мг/л, в 1962 г. увеличилось до 6800 мг/л, а в 1963 г. достигло 18 000 мг/л. Минерализация воды здесь подвержена сезонным колебаниям. Она максимальная в сухой период и сокращается в 10—15 раз к концу дождливого сезона. В нижний менее проницаемый горизонт морские воды внедрялись медленнее, и влияние осадков на изменение его минерализации не наблюдалось. Аналогичные явления установлены в районах городов Токио (бассейн Канто), Нагойя (бассейн Ноби), Осака (бассейн Кинки), на приморской равнине Котп (о. Сикоку) и в других местах.

В тесной связи с интенсивной откачкой подземных вод находится оседание земной поверхности, довольно широко распространенное в густонаселенных районах Японии. Японские специалисты установили, что оно отмечается при большом снижении пьезометрического уровня воды на участках развития малоуплотненных четвертичных отложений (преимущественно глин), перекрывающих водоносные горизонты. Максимальная величина оседания земной поверхности достигает в г. Токио 18—20 см в год на площади до 300 км², в г. Осака 5—100 см в год (Конопляпцев, 1963).

В целом территория Японского подрайона характеризуется высокой водообеспеченностью. Общие ресурсы подземных вод в четвертичных отложениях оцениваются в $5—10 \cdot 10^4$ м³, т. е. как количество, эквивалентное сумме

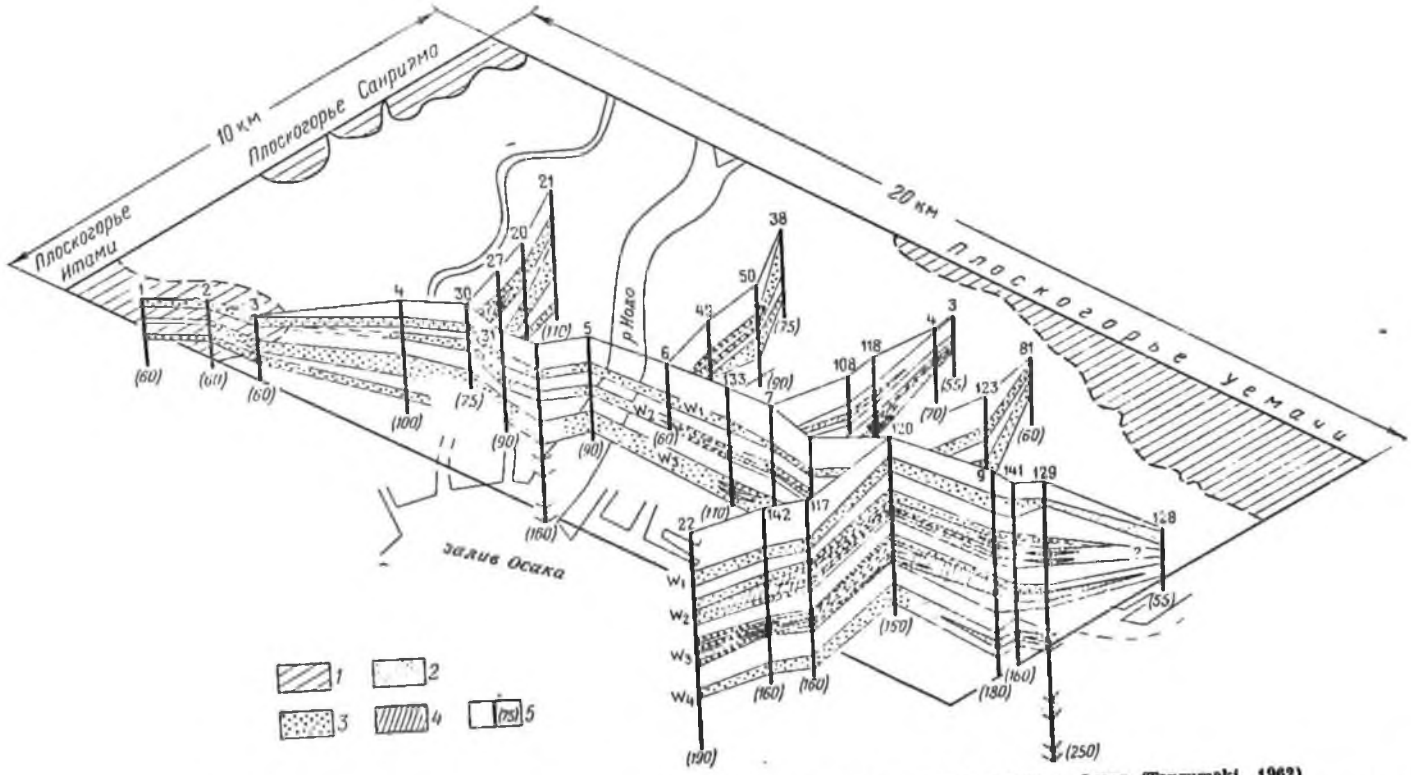


Рис. 53. Блок-диаграмма положения водоносных горизонтов четвертичных отложений в районе г. Осака (Tsurumaki, 1962)

1 — плейстоценовые отложения (на плане); *2* — песок; *3* — гравий; *4* — песчанистая глина; *5* — глубина скважины. Современные отложения на плане и глины на профилях оставлены без крапа. W_1—W_4 — водоносные горизонты

годовых осадков ($6{,}3 \cdot 10^4$ м³). Масштабы использования подземных вод здесь весьма значительны. Размещение наиболее крупных водозаборов (с дебитом более 50 000 м³/сут) показано на рис. 54. Для водоснабжения населенных пунктов используются подземные воды, добываемые с помощью скважин и колодцев (42%), воды родников (23,5%) и поверхностных водотоков (34,5%) («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961).

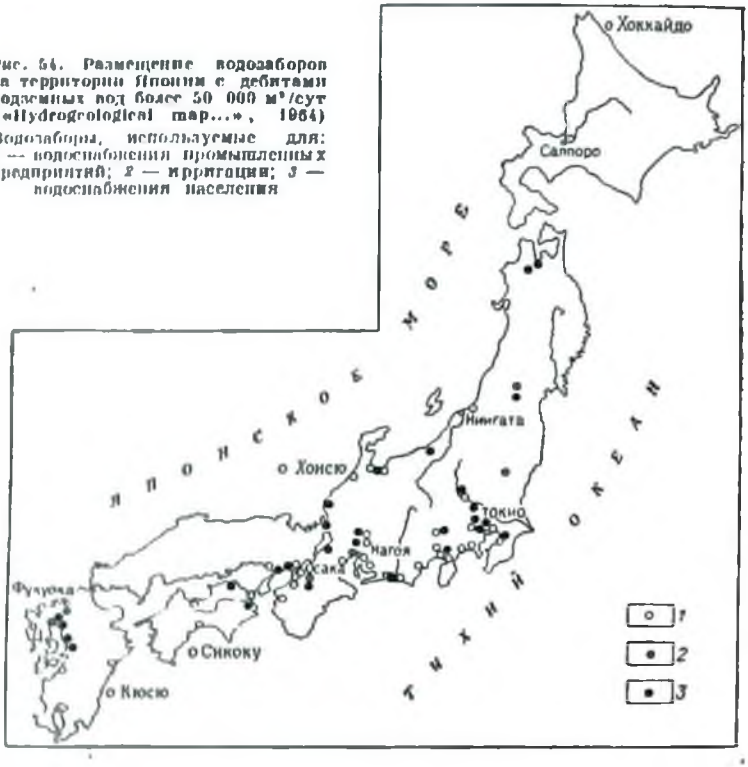


Рис. 54. Размещение водозаборов на территории Японии с дебитами подземных вод более 50 000 м³/сут («Hydrogeological map...», 1964)

Водозаборы, используемые для: *1* — водоснабжения промышленных предприятий; *2* — ирригации; *3* — водоснабжения населения

На территории Японии чрезвычайно широко распространены минеральные подземные воды, среди которых установлены почти все известные на земном шаре их генетические типы.

4. Тайваньский подрайон

Этот подрайон включает одноименный остров и около 70 прилегающих к нему мелких островов. Главный водораздельный хребет Тайваньшань протягивается несколько восточнее оси острова. Западнее этого хребта, параллельно ему, располагается хр. Юйшань, а еще западнее находится обширная равнинная местность. На востоке горы круто обрываются тектонической впадиной Тайдун, отделяющей от главной цепи сравнительно низкий и узкий хр. Тайдуншань.

Остров Тайвань лежит в тыловой части тихоокеанских кайнозойских тектонических структур. Структурные элементы его ориентированы в северо-

восточном направлении в соответствии с простиранием острова. Центральная часть Тайваня представляет собой фрагмент антиклинория, от которого сохранились ядро и западное крыло. Западнее антиклинория расположен Западно-Тайваньский прогиб. С востока антиклинорий ограничен большим разломом, по которому проходит контакт его с Восточно-Тайваньским прогибом (впадина Тайдун). К восточному побережью острова приурочено горстовое поднятие хр. Тайдуншань. В северной части острова расположена вулканическая группа Датуньшань, по существу инородный Тайваню элемент вулканической дуги Рюкю.

Т. Л. Хсу (Hsu, 1967) на площади острова выделяет 10 провинций подземных вод (рис. 55). Мы выделяем в пределах острова два артезианских бассейна: Западно-Тайваньский и Восточно-Тайваньский (рис. 56).

К внешним областям питания бассейнов относятся системы горных хребтов осевой части острова, береговой хр. Тайдуншань и вулканическая группа Датуньшань (по Хсу, провинции 1, 3 и 9, см. рис. 55). Горные хребты осевой части острова сложены палеозой-мезозойскими и палеогеновыми породами. Первые мощностью несколько тысяч метров представлены кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами, песчаниками, мраморизованными известняками. Палеогеновые отложения образуют мощную (до 5000 м) толщу, состоящую главным образом из аспидных сланцев, филлитов и грубых кварцевых песчаников. Породы резко дислоцированы и подвергнуты довольно сильному региональному метаморфизму.

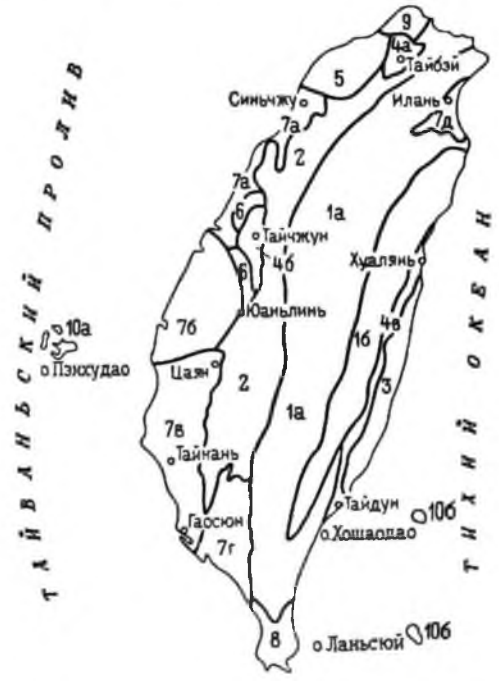


Рис. 55. Провинции подземных вод Тайваня (Hsu, 1967)
1 — центральных горных хребтов (1а — западная часть, 1б — восточная часть); 2 — западных предгорий; 3 — берегового хребта Тайдуншань; 4 — бассейнов (4а — Тайбэй, 4б — Тайчжун, 4в — долины Тайдун); 5 — плоскогорий и террас Таоюань; 6 — западных холмов; 7 — береговых равнин (7а — Синьчжу-Чжанхуа, 7б — Юаньлинь, 7в — Цзяи-Тайнань, 7г — Пиндун, 7д — Илань); 8 — п-ова Хэнчунь; 9 — вулканической группы Датуньшань; 10 — вулканических островов (10а — Пэнхудао, 10б — Хошаодао и Ланьюй)

Хребет Тайдуншань сложен неогеновыми эффузивно-осадочными образованиями. Основная роль в их разрезе принадлежит андезитовым лавам и агломератам, включающим пласты аргиллитов, меньше известняков и конгломератов. Район вулканической группы Датуньшань сложен лавами и пирокластами.

По Хсу (Hsu, 1967), во внешних областях питания воды накапливаются в зонах экзогенной трещиноватости и тектонических нарушений. Водоносность карбонатных пород слабая. Родники со значительными дебитами возможны лишь из карбонатных пород, в зонах разрывных нарушений и, вероятно, из вулканических образований горной группы Датуньшань. Остальная территория острова

относится к внутренним областям питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов.

Большая часть разреза осадочного выполнения Западно-Тайваньского бассейна сложена неогеновыми отложениями — чередующимися толщами угленосных образований, песчано-глинистых и карбонатных морских пород общей мощностью до 8000 м. К этим отложениям приурочены основные промышленные месторождения острова. В связи с отсутствием данных о подземных водах этой части разреза бассейна и основываясь лишь на материалах о его нефтеносности, можно предполагать, что в глубоких горизонтах неогена формируются высокоминерализованные хлоридные натриевые воды с газами азотно-метановой и метановой групп, возможно, термальные.

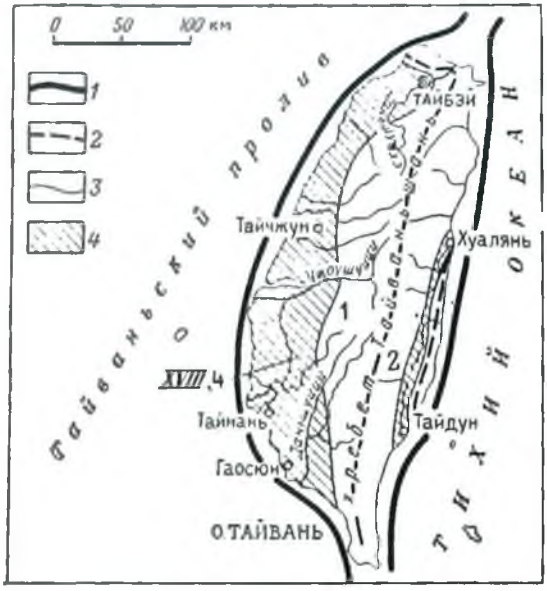


Рис. 50. Тайваньский геологический подрайон

1—3 — границы: *1* — гидрогеологического района, *2* — артезианского бассейна, *3* — внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *4* — площадь внутренней области питания и накопления подземных вод артезианского бассейна; *XVIII, 4* — соответственно номер гидрогеологического района и подрайона: Артезианские бассейны: 1 — Западно-Тайваньский, 2 — Восточно-Тайваньский

Четвертичные отложения бассейна имеют аллювиальное, пролювиальное, озерное и морское происхождение и представлены конгломератами, песками, суглинками и глинами. Конгломераты слагают западные предгорья, плоскогорье Таоюань, западные холмы и п-ов Хэнчунь (по Хсу, провинции 2, 5, 6 и 8, см. рис. 55). Этот автор дает низкую оценку потенциальным ресурсам подземных вод здесь, что объясняется, с одной стороны, обилием глинистого материала в конгломератах, а с другой — их глубокой расчлененностью. Дебиты скважин обычно не превышают 3 л/с.

В пределах бассейна имеются две небольшие наложенные впадины, выделенные им в качестве самостоятельных бассейнов. Первая, находящаяся в районе г. Тайбэй (4а, см. рис. 55), выполнена озерными отложениями, состоящими в верхней части разреза из глин с прослоями песков общей мощностью около 60 м, а в нижней из гравия, обладающего значительной мощностью и являющегося основным водоносным горизонтом. В нем содержатся напорные воды, пьезометрический уровень которых устанавливается на 3 м ниже поверхности земли (Wang, 1963). Для района г. Тайбэй установлено постепенное (около 4 см в год) снижение уровня подземных вод, связанное с их интенсивным отбором для водоснабжения. Вторая впадина расположена в районе г. Тайчжун (4б, см. рис. 55). Она выполнена аллювиальными отложениями, представленными главным образом песком и гравием мощностью до 150 м. Низкие холмы у западного борта ее сложены конгломератами, погружающимися в сторону центральной части впадины. Питание подземных вод, по мнению Хсу, осуществляется по р. Дадуци. В центральной части впадины, где уровень воды находится на глубине 15—20 м, можно ожидать высоких дебитов скважин. Ка-

чество воды выше стандартов, принятых для водоснабжения и ирригационного использования.

На площади бассейна этот же исследователь выделяет еще несколько прибрежных равнин.

Равнина Синьчжу-Чжанхуа (7а, см. рис. 55) представляет собой узкую полосу, включающую несколько дельт небольших речек. Она сложена песками аллювиального и аллювиально-морского происхождения. Хсу отмечает, что условия для накопления воды на площади равнины в целом неблагоприятны. Исключение составляют дельты речек, где скважины отличаются более или менее значительными дебитами. Вдоль подножий холмов в восточной части равнины имеются родники. Равнина Юаньлинь (7б, см. рис. 55) — это широкий (до 40 км) аллювиальный конус выноса р. Чжошуйци, самой протяженной реки в низовьях, т. е. с востока на запад, становятся все более тонкими. В этом же направлении уменьшается мощность водоносных горизонтов и увеличивается их число (до 15). Напорные горизонты установлены в центральной и западной частях равнины. Максимальный дебит скважины здесь достигает 90 л/с, наиболее распространенными являются дебиты 45—60 л/с. Уровень воды в пределах равнины в последние годы из-за усиленного отбора ее для орошения заметно понижается. Минерализация воды 0,15—0,4 г/л, редко до 1 г/л, содержание хлора колеблется от 0,6 до 43 мг/л (Wang, 1963). Хсу считает, что равнина обладает наибольшими ресурсами подземных вод на Тайване. По К. Т. Уонгу, они достигают 735 · 10^6 м³, из них в 1957 г. использовалось около 181 · 10^6 м³, или 25% общих ресурсов. Равнина Цаяи-Тайнань (7в, см. рис. 55) расположена южнее равнины Юаньлинь и сложена главным образом тонкими песками и глинистыми сланцами частично морского происхождения. В пределах этой равнины ресурсы подземных вод оценивают в 300 · · 10^6 м³, из которых в 1961 г. использовалось около 80% (Wang, 1963). Равнина Пиндун (7г, см. рис. 55) находится в юго-западной части острова и пересекается р. Даньшайци. Слагающие равнину аллювиальные отложения имеют более грубый состав в северо-восточной части и более тонкий в юго-западной, расположенной ближе к побережью. Дебиты скважин достигают 90 л/с, но резко сокращаются на прибрежных участках. Минерализация воды обычно не превышает 0,4 г/л, редко достигает 1 г/л, содержание хлоридов в воде 0,75—109 мг/л. Равнина Пиндун — один из наиболее обеспеченных водой районов на территории Тайваня. Ресурсы подземных вод ее, по оценке Уонга, равны 677 · 10 м³, а их использование в 1961 г. составило 355 · 10^6 м³, т. е. 50% от общего количества. Равнина Илань (7д, см. рис. 55) представляет собой дельту р. Ланьянци. Сведения о подземных водах равнины отсутствуют. Однако большое количество осадков, выпадающих в этом районе, и наличие хороших коллекторов позволяют предполагать, что она обладает значительными ресурсами подземных вод хорошего качества.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Восточно-Тайваньского бассейна представлена впадиной Тайдун (4а, см. рис. 55). Изученная верхняя часть разреза осадочного чехла ее сложена грубыми четвертичными осадками большой мощности. Единичные скважины на площади этой части бассейна показывают, что вода здесь залегает на глубине 20—35 м. дебит некоторых скважин превышает 75 л/с. Уонг оценивает ресурсы подземных вод здесь в 138 · 10^6 м³, использование их в 1962 г. составляло 5,4 · 10^6 м³, т. е. менее 4% общего количества.

Остров Пэнхудао в Тайваньском проливе и острова Хошаодао и Ланьсюй (10а, б, см. рис. 55), расположенные восточнее Тайваня, сложены вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями. На о. Пэнхудао это плейстоценовые базальты мощностью 35—60 м и залегающие под ними пески. Запасы воды здесь невелики, дебиты единичных колодцев не превышают 10 л/с. Некоторые скважины, пробуренные на острове, дают солоноватую воду за счет примеси морской воды. Острова Хошаодао и Ланьсюй сложены андезитовыми лавами и агломератами. За исключением нескольких небольших родников, вытекающих из трещин этих пород, пресные воды здесь отсутствуют.

Изложенное показывает, что территория Тайваньского подрайона в целом характеризуется высокой водообеспеченностью. Помимо пресных и соленых холодных вод на о. Тайвань широко распространены минеральные подземные воды. В пределах внешних областей питания бассейнов имеются многочисленные термальные источники. К вулканической группе Датуньшань приурочены выходы сероводородно-углекислых и азотно-углекислых термальных вод. С неогеновыми отложениями внутренних областей питания связаны, очевидно, азотно-метановые и метановые высокоминерализованные и, возможно, термальные воды.

5. Филиппинский подрайон

Этот подрайон включает территорию одноименных островов — крупного архипелага, расположенного у юго-восточных берегов Азии. Наиболее значительные из них Лусон, Минданао, Самар, Негрос, Панай, Палаван, Миндоро, Лейте, Себу, Бохоль, Масбате.

На о. Лусон самом крупном из названных, находятся Центральные Кордильеры, в северной части вплотную подходящие к морю, а на юге достигающие Центральной равнины. По восточному побережью северной части острова тянутся хребты Сьерра-Мадре и Восточные Кордильеры, а по юго-западному — горы Самболес. Между хребтами располагаются впадины: Кагаян на севере, Центральная (Пампанга) на юге и Илокос на западе. Минданао — второй по величине остров архипелага. Западная, восточная и частично северная его части заняты горами. Наиболее обширная впадина Котабато находится в его юго-западной части; вторая, менее значительная, Агусан-Давао — на северо-востоке. Остальные острова архипелага более мелкие и располагаются между Лусоном и Минданао.

На Филиппинах имеется 25 действующих вулканов и сольфатарных полей и много потухших вулканических аппаратов, которые тянутся цепью от Таальских гор на о. Лусон до южной оконечности о. Минданао.

Внешние области питания артезианских бассейнов сложены метаморфическими допалеогеновыми, палеоген-неогеновыми преимущественно осадочными и плиоцен-четвертичными вулканическими породами. Первые представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, метаэффузивами, кремнистыми сланцами и мраморизованными известняками. Водоносность их не изучена. В виде предположения можно лишь заметить, что мощность зоны экзогенной трещиноватости перечисленных пород в климатических условиях подрайона в связи с преобладанием процессов химического выветривания над физическим значительно меньше, чем в более северных подрайонах, где соотношение между этими формами выветривания обратное. Рыхлые продукты разрушения, образующиеся в результате выветривания, заполняют трещины пород, уменьшают их водоносность и существенно увеличивают поверхностный

сток. Поэтому из пород, слагающих внешние области питания бассейнов, едва ли можно ожидать выходов родников с дебитами более 1—2 л/с, за исключением зон тектонических нарушений, участков развития закарстованных известняков и контактов литологически отличных пород. Минерализация воды слабая.

Палеоген-неогеновые образования сложены преимущественно терригенными породами и андезито-базальтами, а вулканические плиоцен-четвертичные — рыхлыми пирокластическими продуктами, переслаивающимися с основными лавами. Наиболее водоносны плиоцен-четвертичные породы, полностью поглощающие все выпадающие на площади их распространения осадки и аккумулирующие огромные ресурсы пресных подземных вод. Выклиниваясь в эрозионных и других понижениях рельефа, эти воды местами питают мощные родники.

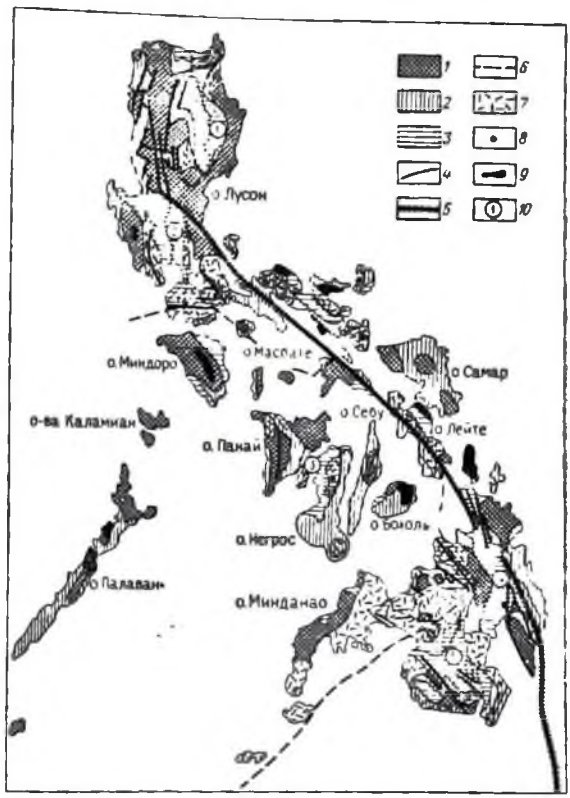


Рис. 57. Тектоническая карта Филиппинского архипелага (по Швольману, 1964)

1—3 — структурные комплексы: *1* — допалеогеновый, *2* — эоцен-миоценовый, *3* — плиоцен-современный; *4* — разломы; *5* — линия Филиппинского глубинного разлома; *6* — граница Западной и Восточной областей архипелага; *7* — эффузивы смешанного состава; *8* — современные вулканы; *9* — ультраосновные породы дозоценового возраста, *10* — впадины: 1 — Кагаян, 2 — Пампанга, 3 — Илоило, 4 — Агусан-Давао, 5 — Котабато

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов приурочены к межгорным и предгорным впадинам, выполненным палеоген-неогеновыми и плиоцен-четвертичными образованиями. Наиболее крупными являются впадины Кагаян и Пампанга на о. Лусон, Илоило на о. Панай, Агусан-Давао и Котабато на о. Минданао (рис. 57).

Впадина Кагаян представляет собой асимметричный синклинальный прогиб, постепенно выполаживающийся в северном направлении. Примерно такого же строения впадины Пампанга, Илоило и Котабато. Впадина Агусан-Давао имеет структуру одностороннего грабена. Для впадин характерна большая мощность палеогеновых или неогеновых и четвертичных отложений либо всех, вместе взятых, весьма изменчивый состав их по вертикали и простиранию, существенная роль в разрезе четвертичных отложений аллювиальных образований, мощность которых в некоторых впадинах достигает 200 м (Котабато).

Подземные воды впадин не изучены. Однако наличие на ряде островов в отложениях палеогена и неогена промышленных скоплений нефти и газа, а также их проявлений позволяет предполагать, что наряду с пресными водами, формирующимися, вероятно, в верхних частях разрезов этих отложений, в глубоких горизонтах распространены высокоминерализованные хлоридные

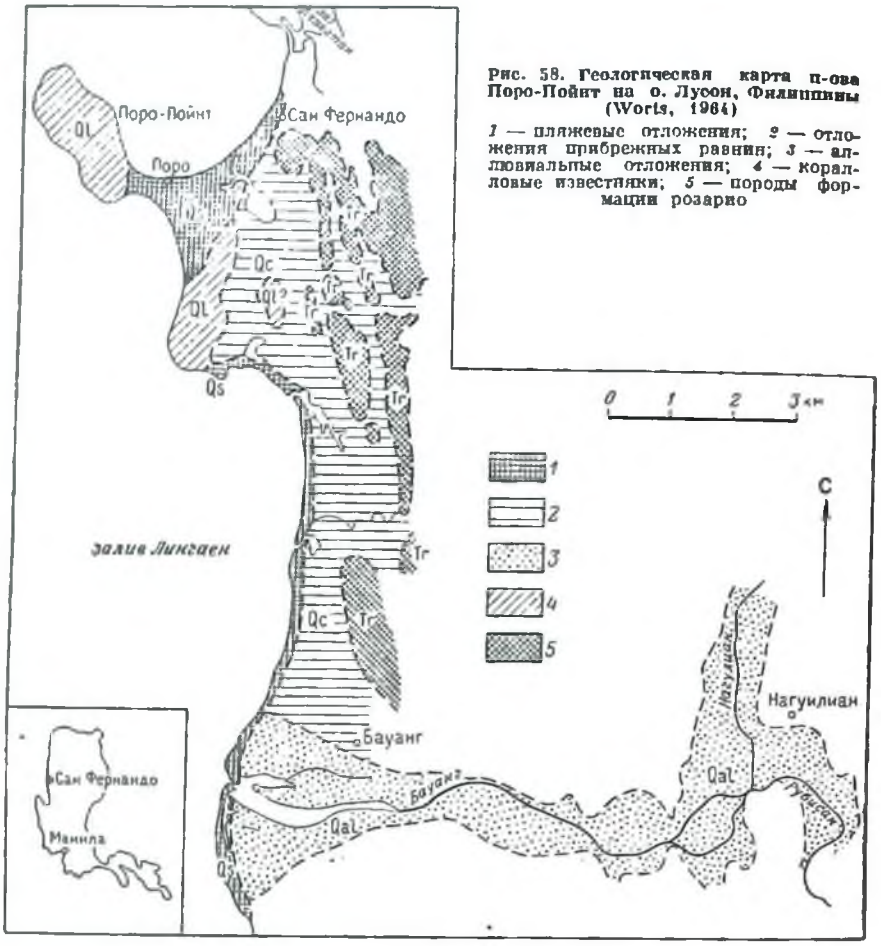


Рис. 58. Геологическая карта п-ова Поро-Пойнт на о. Лусон, Филиппины (Worts, 1964)

1 — пляжевые отложения; *2* — отложения прибрежных равнин; *3* — аллювиальные отложения; *4* — коралловые известняки; *5* — породы формации розарио

натриевые и, очевидно, термальные воды с микрокомпонентами, а также с газами азотно-метановой и метановой групп. Значительные ресурсы слабоминерализованных подземных вод заключены здесь в аллювиальных отложениях речных долин. Из этих отложений могут быть получены притоки воды к скважинам в несколько десятков литров в секунду.

Своеобразными условиями формирования подземных вод отличаются четвертичные рифогенные известняки, развитые в прибрежных районах некоторых крупных островов, а также на многих мелких. Рассмотрим их на примере п-ова Поро-Пойнт, описанного Г. Ф. Уортсом (Worts, 1964). Полуостров

площадью около 2 км² расположен на западном побережье Лусона (г. Сан-Фернандо). Известняки мощностью до 46 м переслаиваются здесь с коралловым песком (рис. 58). Ниже залегают плиоценовые глины, сланцы и песчаники. В известняках, одна треть мощности которых находится ниже уровня моря, сформировалась линза пресных вод, лежащая на соленых морских водах. Максимальная мощность линзы, выклинивающейся к береговой линии, около 25 м в конце дождливого сезона и примерно 15 м в конце сухого. Уортсом запасы пресных вод в линзе в первом случае определены в $6{,}5 \cdot 10^6$ м³, во втором — в $4 \cdot 10^6$ м³. Минерализация воды линзы 0,32 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Заканчивая краткую характеристику гидрогеологических условий Филиппинского архипелага, очевидно, можно сделать заключение, что он обладает весьма значительными ресурсами пресных подземных вод, формирующихся главным образом в аллювиальных отложениях речных долин внутренних областей питания артезианских бассейнов. Это обусловлено большим количеством осадков, выпадающих на островах, и наличием мощных толщ коллекторов воды. Однако подземные воды все еще используются недостаточно. Так, по данным на 1961—1962 гг. (Коноплянцев, 1963), питьевой водой удовлетворительного качества обеспечивается лишь 12 млн. человек при общей численности населения около 30 млн. человек. При этом только около 5 млн. человек обеспечиваются подземными водами, получаемыми из 16 000 колодцев и скважин и 1600 родников. Остальное население вынуждено использовать загрязненные поверхностные воды.

На территории Филиппинского подрайона широко распространены выходы минеральных подземных вод. Во внешних областях питания бассейнов установлены сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термальные источники, углекислые термальные и холодные, а также азотные термальные источники. Во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов развиты, по-видимому, азотно-метановые и метановые высокоминерализованные воды.

6. Калимантанский подрайон

Этот подрайон охватывает территорию одноименного острова, самого крупного в системе Малайского архипелага (740 тыс. км²). Горы располагаются главным образом в центральной и северной частях острова. Они окружены приморскими аллювиальными низменностями, то очень широкими, то сужающимися до нескольких километров.

На острове располагается пять артезианских бассейнов (см. рис. 1). Внешние области питания их сложены палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями.

Палеозойские отложения представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, мергелями, известняками, основными эффузивами и пирокластами. Мезозойский комплекс мощностью несколько километров сложен сланцами, песчаниками, мергелями, известняками, кремнистыми породами, пирокластами. На большей части острова разрез палеогена состоит из мощной (9—11 км) толщи геосинклинальных песчано-глинистых образований, очень сильно дислоцированных.

В перечисленных породах воды накапливаются главным образом в зоне экзогенной трещиноватости. В мезозойских породах западного склона хр. Мератус трещиноватость, по данным Г. А. Вавилова, развита на глубину 30—

50 м. Дебиты скважин не превышают 5 л/с, а удельные дебиты составляют сотые доли литра в секунду. Минерализация воды около 0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. Четвертичные осадки характеризуются преимущественно суглинистым составом и малыми мощностями и поэтому не могут обладать сколько-нибудь значительными ресурсами подземных вод. Родники, связанные с ними на западном склоне хр. Мератус, в сухой период пересыхают, а в дождливый имеют дебиты не более 0,2—0,4 л/с. Минерализация воды до 0,1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов представлены Северной, или Саравакской, Северо-Восточной, Восточной, Южной, или Барито, и Капуасской впадинами, выполненными кайнозойскими отложениями. Последние характеризуются большой мощностью (до 10—11 км) и преимущественно песчано-глинистым составом палеоген-неогеновых отложений, позволяющим предположить в них серии напорных песчаных водоносных горизонтов, разделенных глинами и другими водоупорными породами. Огромные массы атмосферных осадков дают основания утверждать, что в верхних частях разреза этих отложений формируются слабоминерализованные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды. Мощность зоны пресных вод, по-видимому, значительная, но она постепенно сменяется зоной солоноватых и соленых хлоридных натриевых вод с минерализацией на глубине 2—3 км до 30—35 г/л. О затрудненных условиях водообмена или застойном режиме подземных вод на этих глубинах свидетельствуют, в частности, промышленные скопления нефти в отложениях палеогена и неогена (Bemmelen, 1949; «Нефтегазоносные бассейны . . .», 1965).

Четвертичные, главным образом аллювиальные, отложения мощностью 200—300 м и более характеризуются высокими фильтрационными свойствами и аккумулируют огромные ресурсы пресных грунтовых и, вероятно, напорных вод.

На территории Калимантана во внешних областях питания бассейнов установлено несколько термальных источников; в глубоких горизонтах внутренних областей питания распространены, очевидно, азотно-метановые и метановые, возможно, термальные воды.

7. Суматранский подрайон

Данный подрайон включает о. Суматра и прилегающие к нему мелкие острова. Западная часть территории гористая, восточная представляет собой обширную низменную равнину. Хребет Барисан шириной около 100 км протягивается через весь остров от его северной оконечности до южной. Наиболее высокими вершинами являются действующие и потухшие вулканы. Здесь около 100 вулканов, из них 15 действующих. Достопримечательностью является тектоническое оз. Тоба, расположенное на плоскогорье Батак в северной части острова на высоте 900 м над уровнем моря. Его площадь 1131 км², глубина 433 м. О подземных водах подрайона нам ничего не известно. Схема возможного гидрогеологического районирования его приведена на рис. 1.

Внешние области питания бассейнов сложены палеозойскими, мезозойскими, палеогеновыми и кайнозойскими образованиями. В составе палеозойских толщ установлены преимущественно кристаллические сланцы и гнейсы. Мезозойские отложения представлены сланцами, песчаниками, известняками и вулканогенными породами, интенсивно метаморфизованными и дислоцированными. Палеоген сложен морскими осадками на севере Суматры и терри-

генными континентальными в ее центральной части. Водоносность пород всех этих стратифицированных комплексов, очевидно, слабая, минерализация воды невысокая.

Широко распространенные кайнозойские вулканогенные породы представлены различными по составу лавами, туфами, туфобрекчиями. Они слагают нагорья или плато и вулканические аппараты. В связи с высокой проницаемостью этих пород выпадающие осадки полностью поглощаются ими. Инфильтрующиеся в тела вулканов воды формируют во внешних частях их мощные грунтовые потоки, которые либо разгружаются у оснований вулканов иногда очень мощными родниками, либо, фильтруясь глубже, переходят в напорный поток. Водоносность лав также высокая. В районе между оз. Тоба и г. Меданом на площади около 5—6 км² из трещиноватых игнимбритов выходит несколько десятков родников с суммарным дебитом около 500 л/с (Roever, 1966). Воды кайнозойских эффузивов слабоминерализованные, гидрокарбонатно-хлоридные, смешанные по катионам.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов образованы впадинами Аче, Индерагири-Рокан, Палембанг и Бенкулен, выполненными палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Для всех впадин характерны большая мощность этих отложений, пестрый состав их и приуроченность к отложениям неогена нефте- и газопроявлений. Это свидетельствует о застойном режиме в глубоких частях впадин и наличии высокоминерализованных, напорных и, возможно, термальных подземных вод, уровни которых при вскрытии скважинами могут подниматься выше поверхности земли. В зоне активного водообмена артезианских бассейнов мощностью несколько сот метров, а в некоторых бассейнах, вероятно, до 1000 м формируются пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые воды.

Наиболее водоносны во впадинах плиоценовые и четвертичные аллювиальные отложения, представленные песчаниками, конгломератами и гравийно-галечными песками. Отложения миоцена, состоящие главным образом из глин с прослоями песчаников и песков, слабоводоносны. По-видимому, аналогичной водоносностью характеризуются и палеогеновые отложения.

В целом территория Суматранского подрайона относится к высокообеспеченным пресными подземными водами. Помимо этих вод, здесь широко развиты минеральные воды. Во внешних областях питания кроме сероводородно-углекислых и азотно-углекислых вод распространены, очевидно, азотные щелочные термы, а также углекислые холодные и термальные воды. Во внутренних областях питания бассейнов развиты азотно-метановые и метановые высокоминерализованные и, возможно, углекислые воды различного состава и температуры.

8. Яванский подрайон

Подрайон расположен в южной части Малайского архипелага и включает территорию островов Ява и Мадура. Характерной чертой рельефа первого острова является господство ландшафтов молодых вулканических гор, протягивающихся цепью в его осевой части. Здесь насчитывается 121 вулкан, в том числе 27 действующих. Северная часть Явы занята аллювиальной равниной. В центральной части ее выделяются крупный широтный антиклинорий и находящийся к северу от него Северо-Яванский прогиб (Архипов, 1964). В пределах последнего располагаются три впадины, или прогиба, второго порядка —

Западно-, Центрально- и Восточно-Яванский. Схема гидрогеологического районирования подрайона приведена на рис. 1.

Внешние области питания артезианских бассейнов сложены неогеновыми осадочно-вулканогенными и плиоцен-четвертичными вулканическими образованиями.

Неогеновые песчаники, глины, мергели, туфобрекчии и туфогенные песчаники распространены на участках, характеризующихся преимущественно низкогорным и холмистым рельефом. Водоносность этих пород слабая, минерализация накапливающихся в них вод невысокая, состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый и кальциево-натриевый. Наоборот, закарстованные известняки неогена отличаются очень высокой водоносностью. В массиве Каранболонг на южном побережье Центральной Явы выходы подземных вод наблюдались вблизи контакта известняков с подстилающими их туфобрекчиями и мергелями. По данным К. Л. Семенова, дебиты родников у подножия массива достигают 150 л/с. Минерализация воды 0,3—0,4 г/л, общая жесткость 11,9—15,5 мг-экв/л, состав гидрокарбонатный кальциевый. В воде содержится свободная углекислота (16—48 мг/л). В районе известнякового плато «Тысяча гор», расположенного юго-восточнее Джокьякарты, Р. И. Ткаченко наблюдались выходы подземных вод с дебитами до нескольких кубических метров в секунду, приуроченные к основаниям известняковых обрывов у береговой линии Индийского океана. На о. Мадура, по данным Х. Флейза и Д. Пфейффера (Flathe, Pfeiffer, 1963), наиболее водоносны плиоценовые известняки.

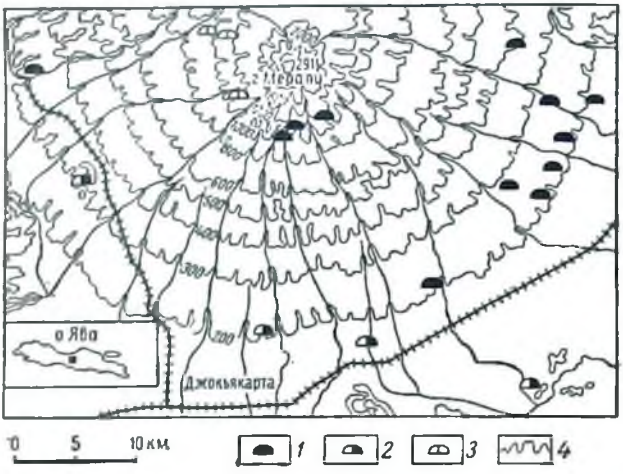


Рис. 59. Расположение родников на склонах вулкана Мерапи, Ява (Purbo-Hadiwidjojo, 1967)

Дебиты родников: *1* — 100 л/с и более; *2* — менее 100 л/с; *3* — неизвестен, *4* — изогипсы рельефа

Кайнозойские вулканические породы слагают вулканические конусы и нагорные плато, М. М. Пурбо-Хадивиджожо (Purbo-Hadiwidjojo, 1967), изучавший водоносность этих пород, установил, что благодаря господствующему положению вулканов над окружающей местностью они получают в 2—3 раза больше осадков, чем нижележащие низменности, особенно в средней части конусов. У подножий вулканических аппаратов отмечается разгрузка подземных вод в виде родников. На вулкане Мерапи выделяется пояс высокодебитных родников, расположенный примерно на 250 м (рис. 59), а на вулкане Ламанган на 50 м над уровнем моря (рис. 60). Наиболее крупные из родников используются для водоснабжения городов и поселков. Например, родник вблизи Умбулан, находящийся у подножия гор Тенггер (3700 л/с), и родник Рогоджалу, выходящий на поверхность у подножий вулкана Ламанган (2500 л/с), используются для водоснабжения городов Сурабайя и Проболинго.



Рис. 60. Расположение родников на склонах вулкана Ламонган, Ява и их соотношение с бокками и маарами (Purbo-Hadiwidjojo, 1967)

1 — боккы; *2* — маары; *3* — высокодебитные родники; *4* — низкодебитные родники; *5* — артезианские скважины; *6* — изогипсы рельефа

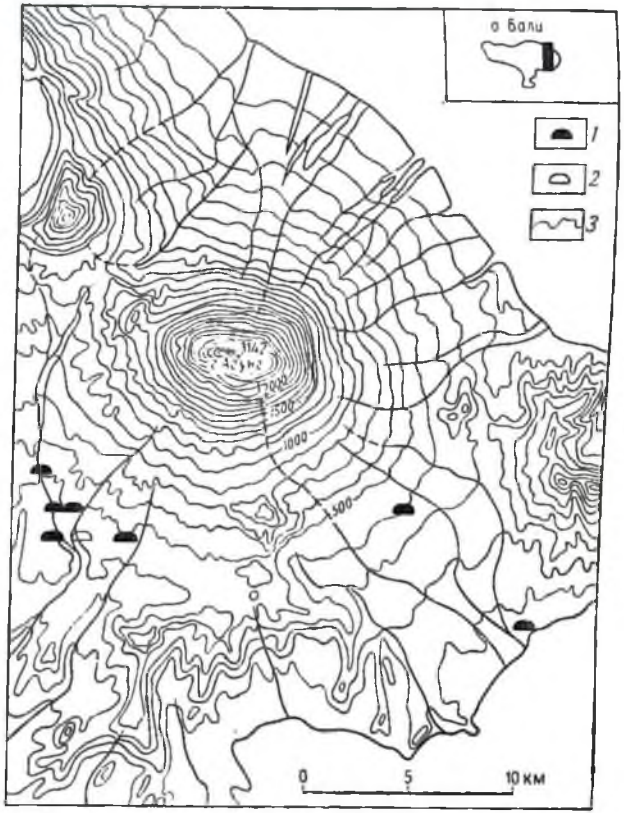


Рис. 61. Расположение родников на склонах вулкана Агунг, Бали (Purbo-Hadiwidjojo, 1967)

Дебиты родников: *1* — 1000 л/с и более; *2* — менее 1000 л/с; *3* — изогипсы рельефа

Иногда в верхней части конусов выделяется еще один пояс родников (см. рис. 59). Выходы воды на поверхность обусловлены здесь наличием в теле вулканов плохо проницаемых преимущественно экструзивных пород. В некоторых местах выходы воды в основании склонов вулканов проявляются в речных долинах, врезанных в их поверхность. Подобное явление наблюдается на вулкане Агунг, находящемся на о. Бали (рис. 61). Местами в фундаментах вулканических аппаратов формируются напорные воды. Такие воды вскрыты скв. 1 у юго-восточного подножия вулкана Ламанган (рис. 62). Пьезометрический уровень воды поднялся на 40 м выше поверхности земли, дебит скважины составлял около 100 л/с.

Подземные воды вулканов, расположенных в прибрежной полосе, разгружаются у береговой линии часто скрытно. Так, у северо-восточного подножия вулкана Агунг уже в нескольких метрах от пляжа содержание хлора в воде падает до 85,2 мг/л, что, по мнению Пурбо-Хадиведжожо, указывает на интенсивный подток пресных вод к морю со стороны вулкана. Если лавы, слагающие нагорные плато, не сдренированы, они, по-видимому, также высоководоносны.

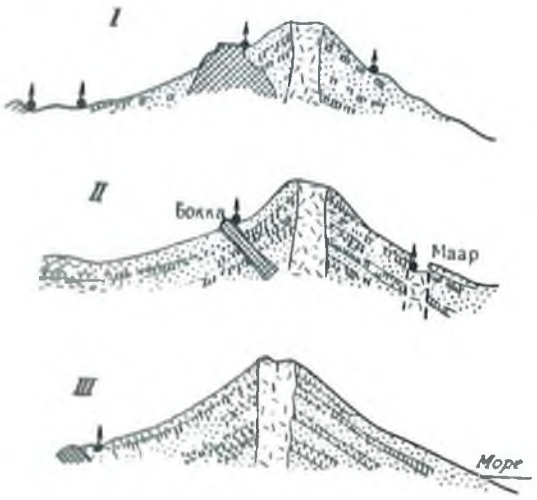


Рис. 61. Схематические разрезы вулканов Мерапи, Ламанган, Агунг (Purbo-Hadiwidjojo, 1967)
I — Мерапи, *II* — Ламанган, *III* — Агунг

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов, приуроченные к впадинам, сложены палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Эффузивно-осадочные образования палеогена представлены песчано-глинистыми и карбонатными породами и эффузивами среднего состава. Песчано-глинистые отложения установлены и в разрезе неогена. Четвертичные отложения состоят главным образом из аллювиальных песчано-гравийно-галечниковых накоплений. Мощность осадочного выполнения Западно-Яванской впадины 2—4 км, а Восточно-Яванской — до 10 км («Нефтегазоносные бассейны . . .», 1965). Палеоген-неогеновые отложения впадин смяты в простые правильные складки, нередко с гребневидным или коробчатым сечением.

По данным опробования скважин на нефть в Восточно-Яванской впадине водоносность палеоген-неогеновых отложений невысокая. Дебиты скважин составляют десятые доли и лишь отдельных из них первые литры воды в секунду (Bemmelen, 1949). Минерализация воды 10—30 г/л и выше, температура достигает 50 °С, состав хлоридный натриевый. В воде определены иод (27—117 мг/л) и бром (до 80 мг/л). Неглубокое залегание нефтеносных неогеновых отложений во впадине (500—600 м) позволяет утверждать, что уже на этой глубине здесь на некоторых участках существуют затрудненные условия водообмена или застойный режим и формируются высокоминерализованные хлоридные натриевые воды с микрокомпонентами.

Основные ресурсы пресных подземных вод, как и в других бассейнах района, заключены, очевидно, в песчано-гравийно-галечниковых отложениях

речных долин. В целом Яванский подрайон является высокообеспеченным пресными подземными водами.

На площади подрайона широко распространены минеральные воды. Во внешних областях питания бассейнов установлены сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термальные воды, углекислые термальные и холодные, а также азотные термы. Во внутренних областях питания развиты азотно-метановые и метановые высокоминерализованные термальные воды.

9. Сулавесийский подрайон

Этот подрайон охватывает территорию одноименного острова, расположенного в центральной части Малайского архипелага. В структуре подрайона выделяется несколько сложно построенных складчато-глыбовых антиклинориев и сопряженных с ними глубоких впадин (см. рис. 1).

Внешние области питания бассейнов сложены главным образом домезозойскими, мезозойскими, палеоген-неогеновыми и кайнозойскими образованиями. Домезозойский комплекс представлен преимущественно метаморфическими сланцами, мезозойский — довольно мощной (не менее 2000—3000 м) флишоидной толщей песчано-глинистых пород, в нижней части которой установлены еще карбонатные породы, а в верхней — вулканогенные. Палеоген-неогеновый комплекс состоит из карбонатных пород, конгломератов, брекчий, туфогенных песчаников, реже глинистых известняков и глин общей мощностью более 4000 м. Породы всех комплексов достаточно интенсивно метаморфизованы и дислоцированы, на ряде участков прорваны интрузиями меловых ультраосновных пород и неогеновыми гранитами. Кайнозойские образования представлены основными лавами и пирокластическими продуктами, слагающими вулканические конусы.

Среди перечисленных пород, как и в других подрайонах, наиболее водоносны известняки и кайнозойские эффузивы, если они не сдренированы эрозионной сетью, а также зоны разрывных дислокаций, к которым могут быть приурочены родники с дебитами от нескольких литров до нескольких десятков и даже сотен литров воды в секунду. Вода слабоминерализованная гидрокарбонатно-хлоридная кальциево-натриевая. Водоносность других пород внешней области питания невысокая.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены неогеновыми и четвертичными отложениями. Первые представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми образованиями и служат довольно хорошими коллекторами подземных вод. Четвертичные отложения, имеющие ограниченное распространение, заключают значительные ресурсы пресных подземных вод.

В целом описываемый подрайон из-за отсутствия сколько-нибудь значительных внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов, гористого и сильно расчлененного рельефа, видимо, слабо обеспечен ресурсами подземных вод.

На севере п-ова Минахаса известны азотно-углекислые и сероводородно-углекислые термальные воды; несколько проявлений термальных вод имеются и в других частях острова.

10. Ириан-Джайский подрайон

Подрайон включает территорию западной половины о. Новая Гвинея (Ириан Джая), в пределах которой располагаются три артезианских бассейна: Северный, Южный и Чендравасих.

В строении внешних областей питания участвуют породы того же возрастного комплекса, что и во внешних областях питания артезианских бассейнов Суматры, Явы и других островов южной части Тихого океана. Поэтому даже при полном отсутствии данных о подземных водах описываемых бассейнов уже на основании изучения сведений по бассейнам названных островов можно предполагать, что наиболее водоносными во внешней области питания будут участки, сложенные известняками, особенно закарстованными, а также зоны разрывных дислокаций, которые могут питать родники с дебитами от единиц до нескольких десятков и сотен литров воды в секунду. Вода слабоминерализованная, гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-хлоридная кальциево-натриевая.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены главным образом неогеновыми и четвертичными отложениями, а в бассейнах Чендраваси, кроме того, палеогеновыми, мезозойскими и верхнепалеозойскими.

Неогеновые отложения состоят из песчано-глинистых и карбонатных пород (конгломерат, мергели, мергелистые глины). Мощность их в Северном бассейне 1—10 км, в Южном достигает 3 км и в бассейне Чендраваси 6—6,5 км. Учитывая почти повсеместное присутствие и промышленных скоплений нефти в этих отложениях, можно утверждать, что в глубоких горизонтах их распространены высокоминерализованные напорные термальные воды, при вскрытии которых пьезометрические уровни в отдельных пунктах будут устанавливаться выше поверхности земли, хотя водообильность пород в целом, очевидно, является невысокой.

Нижняя часть осадочного чехла бассейнов сложена четвертичными, главным образом аллювиальными, отложениями, мощность которых в некоторых районах достигает нескольких сотен метров. В этих отложениях, сложенных преимущественно песками с галькой и гравием, и накапливаются основные ресурсы пресных подземных вод бассейнов. Территория бассейна принадлежит к выщелачиваемым пресными подземными водами.

На островах и гидрологическом районе Тихоокеанских дуг слегка [illegible] и по составу островов и большинстве своем отличаются горизонтальным рельефом. Равнины развиты слабо и представляют собой поверхности морских и приморских аккумуляций, а также речных долин и дельт. За исключением отдельных участков [illegible] района в целом характерно значительное преобладание количества выпадающих осадков над испарением. В связи с этим на всех островах сформировалась короткая, но густая и полноводная гидрографическая сеть.

Большая часть района относится к области кайнозойского тектогенеза. [illegible] Калимантана и восточная часть Суматры принадлежат к области молодой складчатости. Внешние области питания бассейнов сложены преимущественно породами кайнозойского и мезозойского возраста, с отдельными выходами [illegible] палеоген-неогеновыми отложениями и кайнозойскими эффузивами.

Основная роль во внешних областях питания бассейнов формируется [illegible] трещинно-пластовой проницаемости пород в карстовых полостях известняков, а также зонах тектонических нарушений в контактах этих пород с другими. Мощность зоны экзогенной трещиноватости на севере района достигает 100—120 м, иногда более, в южной части в связи с преобладающей ролью процессов химического выветривания над физическими в заполнении части трещин продуктами первого [illegible] до 30—50 м.

Карстовые процессы наиболее интенсивно проявляются на юге района, где формы их чрезвычайно разнообразны, а глубина проникновения, по-видимому, весьма значительна. Дебиты родников, приуроченных к известнякам, от нескольких литров до десятков и сотен литров воды в секунду. К группе высоководоносных пород относятся также кайнозойские эффузивы, которые благодаря высокой проницаемости поглощают все выпадающие на их поверхность осадки и концентрируют огромные ресурсы грунтовых и напорных подземных вод. К этим породам на некоторых островах приурочены выходы родников с дебитами в несколько сот и даже тысяч литров воды в секунду. Дебиты скважин, пробуренных у подножий некоторых вулканов, достигают 100 л/с. Наконец, следует отметить, как и в других районах, повышенную водоносность зон разрывных нарушений. Водоносность остальных пород обычно слабая.

Минерализация воды 0,1—0,2 г/л и меньше в самых высоких частях внешних областей питания бассейнов до 0,4—0,5 г/л при переходе их к внутренним областям питания. На формирование химического состава подземных вод влияют воды окраинных морей Азиатского материка и Тихого океана. Поэтому при резко преобладающем содержании в анионном составе гидрокарбонат-иона в них всегда присутствует хлор-ион, а среди катионов — при более высоком содержании иона кальция — ион натрия. Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями, мощность которых в некоторых бассейнах достигает 11 км. В составе их резко преобладают неогеновые отложения. Водоносность миоценовых пород, как правило, невысокая. В редких случаях дебиты скважин достигают 1—2 л/с, а отдельных, вскрывших, по-видимому, зоны тектонических нарушений, 10—15 л/с. Плиоценовые отложения в большинстве бассейнов более водоносны. В зависимости от состава пород дебиты скважин изменяются от 0,1 до 12 л/с. Минерализация воды от долей до 30—35 г/л. В структурах с активным водообменом воды с минерализацией до 1 г/л распространены иногда до глубины 1500 м, в то время как в закрытых нефтегазоносных структурах воды с минерализацией выше 10 г/л встречаются на глубине 300 м и меньше. Пресные воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, более минерализованные — сульфатно-хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные кальциево-натриевые и натриевые.

Наиболее водоносны во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов четвертичные отложения. Наряду с грунтовыми в них часто встречаются напорные воды, причем иногда отмечается до пяти-шести водоносных горизонтов. Глубина залегания воды 0,5—35 м. Дебиты скважин, вскрывших воду в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях, 5—35 л/с, иногда, как, например, на о. Тайвань, достигают 60 л/с. Дебиты скважин, пройденных в озерных и морских отложениях, 0,1—5 л/с.

Минерализация воды четвертичных отложений редко достигает 1 г/л, обычно колеблется от сотых долей до 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый и кальциево-натриевый.

В артезианских бассейнах района в связи с его островным строением границы между гидродинамическими зонами за некоторыми исключениями выражены более резко, чем в материковых бассейнах. Дренирующими базисами здесь служат уровень океана и эрозионные врезы речных долин в пределах суши. Верхняя гидродинамическая зона характеризуется интенсивным движением подземных вод, определяемым в значительной степени режимом выпадения осадков. В этой зоне находятся водоносные комплексы внешних областей питания

и водоносный горизонт четвертичных отложений внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов. Средняя гидродинамическая зона располагается между уровенной поверхностью эрозионного вреза рек и уровнем океана. В ней происходит замедленное движение вод, которые обладают напором и разгружаются, по-видимому, в основном через зоны тектонических нарушений. Следующая гидродинамическая зона, сложенная водоносными комплексами неогеновых и более древних отложений, расположена ниже уровня океана и отличается относительно застойным режимом вод. О последнем здесь свидетельствуют нефтегазовые месторождения и проявления с типичными для них высокоминерализованными хлоридными натриевыми и натриево-кальциевыми водами, имеющимися на многих островах. В некоторых артезианских бассейнах (Камчатка, Сахалин) вследствие их раскрытости эта общая схема гидродинамической и химической зональности подземных вод нарушается и пресные воды в этих бассейнах проникают на более значительные глубины.

Район Тихоокеанских островных дуг весьма высоко обеспечен ресурсами пресных вод. Во внешних областях питания бассейнов последние формируются главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Несмотря на то что в горах условия питания в целом по району весьма благоприятны, более или менее значительные ресурсы здесь концентрируются только на участках распространения четвертичных и плиоцен-четвертичных вулканических и разновозрастных карбонатных образований. Остальная часть горных сооружений вследствие сильной расчлененности и небольшой мощности зоны экзогенной трещиноватости пород быстро дренируется.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод формирование ресурсов последних помимо атмосферных осадков осуществляется за счет подтока воды со стороны внешних областей питания. По условиям этого подтока среди артезианских бассейнов района преобладают бассейны одностороннего и двустороннего питания. К бассейнам всестороннего питания относятся только Центрально-Камчатский бассейн и бассейны Кагаянский и Котабато на Филиппинах. Огромные ресурсы пресных грунтовых и напорных вод аккумулируются в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях четвертичного возраста. Вода в них залегает на небольшой глубине и добывается с помощью буровых и шахтных колодцев.

В связи с тем, что города и поселки района расположены у морских побережий, эксплуатация пресных вод осложняется вероятностью подсоса морской воды. Время, в течение которого возможно получение пресной воды, зависит от геологического строения и положения участка водозабора относительно моря, а также от условий эксплуатации.

Широко распространены в районе различные по составу и генезису минеральные воды. Во внешних областях питания бассейнов на территории всех подрайонов, за исключением Сахалинского и Калимантанского, установлены сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термальные воды, во многих подрайонах известны проявления холодных и термальных углекислых вод, а также азотные щелочные термы. Во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов распространены преимущественно азотно-метановые и метановые, большей частью высокоминерализованные и обычно термальные воды. Однако не исключено и наличие здесь углекислых вод различной минерализации.

XIX. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН СУБМАРИННЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

1—11. Охотский, Японский, Восточно-Китайский, Южно-Китайский, Макассарский, Палавано-Сулуйский, Сулавесийский, Зондский, Яванский, Молукский, Бандский субмаринные артезианские бассейны

Этот огромный район, вытянутый в меридиональном направлении более чем на 8000 км, простирается от северной части Охотского моря на севере до Яванского моря на юге. Он включает артезианские бассейны, покрытые водами внутренних морей, омывающих Азиатский материк с востока.

По данным А. Л. Яншина и др. («Тектоника Евразии», 1966), фундамент Охотского бассейна на севере представляют складчатые структуры мезозоя, а на юге — устойчивый массив в мезозоидах, опущенный в конце неогенового периода на глубину 1000—1500 м. В северо-западных заливах глубина моря 20—50 м, в Пенжинском заливе на севере максимальные глубины его не превышают 150—180 м, а у берегов составляют 10—20 м (Леонов, 1960).

Рельеф дна Японского моря также весьма неровный. Наименьшие глубины находятся в северо-восточной части его, максимальные — в пределах современной геосинклинальной котловины. Первая представляет собой опущенный блок эпимезозойской платформы Приморья. От материковой части платформы он отделен крутым уступом, резко несогласно обрезающим юго-западное подводное продолжение пояса мезозойской складчатости.

Фундаментом Восточно-Китайского бассейна является одноименная плита. Помимо Восточно-Китайского бассейн покрывается водами Желтого моря. На большей части последнего глубины не превышают 50 м и лишь в Корейском проливе увеличиваются до 115 м. Глубина Восточно-Китайского моря на западе 120 м, на востоке до 200 м. Для этого бассейна характерна огромная ширина отмели, достигающая 1500 км («Тектоника Евразии», 1966).

Восточно-Китайская плита продолжается на юг, где соединяется с Южно-Китайской, на западе граничащей с подводной частью Катазиатского пояса каледонид, а к западу от о. Хайнань — с мезозоидами Индокитая. Все эти структурные зоны и Южно-Китайская плита служат основанием расположенного южнее Южно-Китайского артезианского бассейна. Глубина Южно-Китайского моря и ширина его отмели в различных частях бассейна неодинаковы. В пределах каледонской складчатой зоны последняя достигает 30 км, на площади мезозоид по западному побережью Тонкинского залива — 550 км, к югу от этого залива сужается до 30—50 км.

Зондский бассейн располагается южнее Южно-Китайского. Основанием его, а также находящегося южнее Яванского бассейна служит одноименная плита, обрамленная складчатыми структурами мезозоид, получившими развитие на Малакском полуострове, в юго-западной части Калимантана, на северо-востоке Суматры, на островах Банка и Бемлитунг. Ширина Зондского шельфа в север-северо-западном направлении достигает 3000 км, а в северо-восточном — 1000 км. Всюду в пределах этого шельфа глубина моря не превышает 100 м («Тектоника Евразии», 1966).

Восточнее Южно-Китайского и Зондского артезианских бассейнов между Филиппинскими островами на севере, а также островами Палаван, Калимантан, Бару, Серам и др., расположенными южнее, находятся Макассарский, Палавано-Сулуйский, Сулавесийский, Молукский и Бандский артезианские бассейны, имеющие относительно небольшие размеры. Все они располагаются в альпийской складчатой области.

Чехол артезианских бассейнов сложен осадочными отложениями кайнозоя по видимому, преимущественно неогеновыми и четвертичными.

Для большей части бассейнов характерна вытянутость в меридиональном направлении и некоторая дуговость форм, обращенных выпуклой частью на восток. Лишь единичные бассейны юго-восточной части района имеют широтное или северо-восточное простирание.

Вторая особенность структуры бассейнов, как почти всех субаэральных бассейнов Азии, — резкая неровная поверхность складчатого основания, обусловленная интенсивными глыбовыми движениями в новейшее время. Об этом, в частности, свидетельствуют высокая сейсмическая активность и вулканическая деятельность, выражающаяся в наличии на окружающих район островах около 200 действующих и большого числа потухших вулканов, а также множества разрывных дислокаций. Рельеф фундамента определяет чрезвычайно неравномерное распределение мощностей осадочного чехла бассейнов и быстрое изменение его состава. Максимальные мощности осадков приурочены к понижениям рельефа, минимальные — к выступам фундамента и крутым участкам их склонов.

Неогеновые отложения осадочного чехла бассейнов представлены песками, глинами, нормально, слабо уплотненными песчаниками, туфогенными образованиями, в прибрежной зоне галечниками и валунами. Примерно таким же составом, вероятно, обладают и четвертичные отложения. Как отмечают А. Л. Яншин и др. («Тектоника Евразии», 1966), осадконакопление в целом в поясах современного геосинклинального режима имеет большей частью линейно-зональный характер, отличающийся резкой изменчивостью типов осадков вкрест простирания зон и устойчивостью по простиранию. В артезианских бассейнах северной части района, где существуют относительно суровые климатические условия, накапливаются преимущественно терригенно-вулканогенные и биогенно-кремнистые осадки, в артезианских бассейнах субтропической и особенно тропической зон — главным образом карбонатные. Однако в каждом бассейне, очевидно, имеются отклонения от этой общей схемы, обусловленные устройством рельефа поверхности фундаментов и характером поступления материала со стороны окружающих бассейн материков и островов.

Максимальные мощности четвертичных отложений, по-видимому, приходятся на прибрежную часть моря, где наиболее грубые разности приносимых реками осадков отлагаются, а более тонкие — песчаные, глинистые и иловатые частицы взвешенных наносов — уносятся далеко в море, формируя его шельфовую зону.

Питаются подземные воды осадочного чехла бассейнов за счет подземных вод, поступающих со стороны окружающей их материковой и островной суши, а также морских вод. Огромные массы пресной материковой воды оказывают опресняющее влияние не только на морские воды, существенно снижая их минерализацию и изменяя состав, но и на высокоминерализованные седиментационные воды морских отложений. Они, вероятно, оттесняют эти воды от береговой линии и формируют высоконапорные пресные, а затем слабоминерализованные солоноватые подземные воды, которые на некотором расстоянии от береговой линии замещаются седиментационными морскими водами.

В частности, слабосолоноватые воды под морскими встречены в отложениях чжаньцзянской свиты неоген-четвертичного возраста против п-ова Лэйчжоу севернее о. Хайнань в Южно-Китайском море. По данным Чжан Чжи-пина (1957), отложения этой свиты, разбуренные на глубину более 200 м, состоят из песков и глин, причем мощность водоносных песков достигает 100 м. В песках

вскрыты напорные воды, пьезометрический уровень которых установился более чем на 10 м выше поверхности моря. Водоносность песков высокая, минерализация воды не превышала 1,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриевый, pH 5,5—7, общая жесткость 0,53 мг-экв/л. Наблюдениями в течение длительного времени установлено, что морские воды весьма незначительно влияют на подземные. Есть достаточные основания полагать, что подобные воды формируются не только на одном этом участке, но и во многих других местах прибрежной зоны, особенно на площадях затопленных равнин. Не исключено, что они образуют пояс пресных вод, идущий параллельно береговой линии артезианских бассейнов, ширина которого, конечно, не одинакова на всем его протяжении и определяется главным образом фильтрационными свойствами пород и давлением, которое создают пресные воды материка и островов на погребенные седиментационные воды артезианских бассейнов. Движение последних происходит под влиянием геостатического давления и направлено снизу вверх и, возможно, в сторону берега.

Обилие на островной и материковой суше, окружающей артезианские бассейны района, газовых и нефтяных месторождений с продуктивными толщами, местами погрузившимися под уровень моря, позволяет предполагать, что в пределах этих погруженных частей в кайнозойских отложениях осадочного чехла бассейнов подземные воды находятся в условиях застойного режима, имеют высокую минерализацию и хлоридный натриевый или натриево-кальциевый состав.

Специальное изучение грунтовых растворов современных осадков бассейна не проводилось. Ближайшими районами, где велись подобные исследования, являются открытые части Охотского субмаринного артезианского бассейна. Они выполнялись для серых глинистых, красных известковых и кремнистых илов и показали, что метаморфизация грунтовых растворов во всех осадках происходит крайне медленно и протекает в направлении образования хлоридных натриевых вод («Тихий океан. Химия Тихого океана», 1966).

Высокая сейсмическая и вулканическая активность, а также большое количество выявленных погребенных разрывных дислокаций позволяют думать, что помимо пресных и особенно чрезвычайно широко развитых высокоминерализованных подземных седиментационных вод здесь имеются и скрытые проявления минеральных подземных вод различного состава и температуры.

ГЛАВА III

ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В современной гидрогеологии проблема формирования химического состава подземных вод является одной из сложных и актуальных. Поэтому для обсуждения ее в целом и некоторых ее направлений устраиваются специальные совещания, дискуссии, публикуется огромная литература, которая с каждым годом все возрастает.

В общем плане названная проблема должна рассматриваться в двух аспектах — формировании минерализации и химического состава подземных вод и закономерностей распространения различных их типов в земной коре.

Химический состав подземных вод формируется за счет солей, растворенных в атмосферных осадках, с которыми они поступают на поверхность земли; в результате выщелачивания и растворения пород, вмещающих воду; отжатия седиментационных вод при уплотнении осадков; обменных реакций между растворенными в воде ионами и вмещающими ее породами; в связи с магматической деятельностью, происходящей в земной коре и иногда сопровождающейся обрушением целых геологических структур, разрывами и др.

Количество солей, поступающих в подземные воды под влиянием каждого из названных процессов, дать оценку невозможно, за исключением, пожалуй, солей, поступающих в соприкосновение земли с атмосферными осадками. Однако доля этих солей в общем балансе относительно незначительна и если они и оказывают какое-то влияние на формирование химического состава подземных вод, то лишь для отдельных участков земли. Наибольшее количество солей поступает в подземные воды, очевидно, при выщелачивании и растворении пород, с которыми они соприкасаются в земной коре. В результате всех этих сложных процессов, происходящих в верхних частях земной коры, образовались весьма разнообразные по химическому составу типы подземных вод, среди которых по преобладающим солям выделяются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, а по катионам — кальциевые, натриевые, магниевые. Характеристика химического состава подземных вод, особенности их формирования, закономерности распространения различных типов подземных вод, а также методы изучения и оценки их будут рассмотрены в следующих главах настоящего раздела.

В настоящей главе на основании общих теоретических положений, а также некоторых данных, полученных при экспериментальных работах, будут освещены лишь отдельные вопросы, связанные с формированием химического состава подземных вод, на основании которых в структуре настоящего раздела

выделяют три гидродинамические зоны: активного, или свободного, водообмена и затрудненного и застойного режимов подземных вод.

Для зоны активного водообмена, для территорий с гумидным и умеренно влажным климатом характерны силикатные, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые, как правило, пресные, редко слабосолоноватые грунтовые воды. В районах с сухим и жарким климатом, отличающихся недостаточным увлажнением, незначительным развитием, часто наблюдаются слабосолоноватые, а на многих площадях соленые воды и рассолы сульфатного, сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатного и хлоридного состава, по катионам чаще всего натриевые, реже смешанные — натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Условно считается, что зона активного водообмена захватывает внешние и внутренние области питания артезианских бассейнов, находящиеся под дренирующим воздействием гидрографической сети.

В зоне затрудненного водообмена, располагающейся ниже, распространены напорные преимущественно сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые и натриевые, реже хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды.

Наконец, в зоне застойного режима, находящейся еще ниже, развиты главным образом хлоридные натриевые, натриево-кальциевые, кальциево-натриевые и иногда магниевые воды. В некоторых артезианских бассейнах в двух последних зонах встречаются хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые воды. Например, подобные воды установлены в Верхне-Амударьинском бассейне на площади Северного Афганистана, в некоторых артезианских бассейнах Монголии, в Западно-Сибирском, Кузнецком, Минусинском и др.

В целом напорные воды двух последних гидродинамических зон в большинстве пунктов и особенно в центральных частях бассейнов характеризуются высокой минерализацией. Так, в Джунгарском бассейне минерализация этих вод достигает 696 г/л и является самой высокой среди артезианских вод Азиатского материка. Максимальная минерализация напорных вод в Северо-Прикаспийском бассейне составляет 450—596 г/л, в артезианских бассейнах Туранского гидрогеологического района — 450—500 г/л и т. д.

Воды с высокой минерализацией встречаются в водовмещающих породах морского и континентального происхождения, первичные осадки которых формировались в пресноводных или в слабосолоноватоводных условиях. Пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды разного катионного состава наблюдаются в краевых частях внутренних областей питания артезианских бассейнов.

Скопления в недрах земли хемогенных образований (гипсов, ангидритов, каменной и других солей) влияют на формирование химического состава напорных вод, которые на этих участках разрезов обычно отражают их солевой состав и обладают наиболее высокой минерализацией. Однако в подавляющем числе бассейнов, в глубоких горизонтах которых отсутствуют соленосные или другие легкорастворяющиеся или выщелачивающиеся отложения, связи между составом водовмещающих пород и химическим составом напорных вод не имеется. Высокоминерализованные хлоридные натриевые или натриево-кальциевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные натриевые воды бывают приурочены здесь к таким чуждым им по составу породам, как граниты, кристаллические и метаморфические сланцы, песчаники, конгломераты, эффузивы кислого, среднего и основного состава.

Ранее при описании артезианских бассейнов для многих из них отмечалось, что в распределении минерализации и химического состава подземных вод наблюдаются горизонтальная и вертикальная зональность. Первая присуща преимущественно подземным водам, формирующимся в зоне активного водообмена бассейнов. Под этой зональностью обычно понимается закономерное изменение химического состава подземных вод главным образом под воздействием физико-географических факторов среды (температуры воздуха, осадков, рельефа), состава водовмещающих пород и пород зоны аэрации. Эту зональность часто называют географической.

В напорных водах зон затрудненного и застойного режимов, на формирование которых физико-географические факторы оказывают относительно слабое влияние, а в некоторых артезианских бассейнах в силу их высокой закрытости совсем не оказывают, эта зональность практически отсутствует. Для этих вод характерна главным образом вертикальная зональность. Под этой зональностью, вслед за М. Е. Альтовским (1958), понимается зональность в изменении химического состава подземных вод, установленная в пункте бурения скважин и по падению водоносных горизонтов и комплексов. Последняя при описании артезианских бассейнов определялась нами иногда как горизонтальная зональность. А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис (1968) справедливо считают, что это та же вертикальная зональность, но характеризующаяся пологим или «растянутым» залеганием гидрохимических зон по сравнению с «уплотненной», выявленной при бурении. В формировании вертикальной зональности принимают участие и подземные воды верхней гидродинамической зоны бассейнов.

Прежде чем переходить к обсуждению проблемы формирования химического состава подземных вод, рассмотрим более подробно особенности их горизонтальной и вертикальной зональности, главным образом последней, так как сущность проблемы заключается не столько в вопросе о происхождении химического состава подземных вод глубоких частей артезианских бассейнов, где эта зональность проявляется наиболее ярко, сколько о причинах формирования самой зональности. По этому вопросу имеются существенные расхождения и ведется длительная дискуссия.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Горизонтальная зональность химического состава подземных вод зоны активного водообмена — это по существу зональность грунтовых вод, характерных для верхних частей всех артезианских бассейнов Азиатского материка. Идея ее впервые зародилась в дореволюционной России и затем успешно развивалась в советское время. Она неоднократно освещалась в трудах П. В. Отоцкого, К. Л. Личкова, В. С. Ильина, О. К. Лапге, П. В. Гармонова, И. К. Зайцева, Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина, К. В. Филатова и многих других. В литературе по Зарубежной Азии проблема горизонтальной зональности в изменении химического состава подземных вод освещена чрезвычайно слабо. В настоящее время известно несколько работ, посвященных ее рассмотрению (Ли Чан-сун, Сюй Чжи-сун, 1959; Ли Чан-сун, 1960; Arad, Michaeli, 1967).

Горизонтальная (географическая) зональность подземных вод формируется главным образом под влиянием климатических факторов, состава пород зоны

аэрации и водовмещающих пород, а также под воздействием рельефа. Последний, по определению Е. В. Посохова (1969), являясь косвенным фактором, в значительной степени определяет интенсивность водообмена, а следовательно, время взаимодействия частиц воды и пород влияет на пространственное распределение отдельных типов подземных вод, т. е. в конечном итоге на формирование их зональности. Особенно ярко роль рельефа в этом процессе проявляется в интенсивно расчлененных горно-складчатых странах. На равнинных территориях ведущим фактором в рассматриваемом процессе (особенно при неглубоком залегании подземных вод) часто становится климат. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Азиатский материк характеризуется весьма неодинаковым устройством поверхности. Обширные платформенные пространства его представлены главным образом равнинами, местами достаточно однородными, ровными, но чаще пологоволнистыми, с озерными котловинами, блюдцами, лиманами и другими формами микропонижений. Таковы, например, обширные площади Западно-Сибирской низменности, Северо-Прикаспийской, Турапской, Восточно-Монгольской и Северо-Китайской равнин, Индокитайской платформы, равнины многочисленных межгорных впадин.

Горно-складчатые области также занимают огромные площади в пределах материка. Чаще они состоят из системы хребтов, различных по протяженности и высоте, изменяющейся от нескольких сотен до нескольких тысяч метров над уровнем моря. Вершины гор иногда располагаются выше снеговой линии и покрыты шапками вечного снега или ледниками. На водораздельных частях гор и хребтов, лишенных этого покрова, и на их склонах во многих районах наблюдаются развалы горных пород. Местами они образуют громадные осыпи, представляющие собой прекрасные природные конденсаторы атмосферной влаги, имеющей большое значение в питании подземных вод.

Естественно, что ресурсы и химический состав последних на этих геоморфологически резко отличных площадях материка формируются неодинаково. На водораздельных пространствах гор, сложенных, как правило, плотными и трещиноватыми осадочно-метаморфическими, интрузивными и эффузивными породами, ресурсы грунтовых вод формируются главным образом под влиянием инфильтрации атмосферных осадков и влаги, конденсирующейся из воздуха. Вследствие коротких путей фильтрации и слабой растворимости пород подземные воды на этих участках имеют минимальную минерализацию. Как показали В. М. Степанов (1958) и Л. Л. Богданова (1967) для водораздельных пространств горных систем преимущественно Центрального Забайкалья, а А. А. Зеленкевич (1966) для аналогичных участков крайней северо-восточной части Советского Союза, вследствие достаточно обильных осадков породы в указанных местах хорошо промыты, и состав подземных вод формируется здесь не столько за счет выщелачивания и растворения водовмещающих пород, сколько под влиянием атмосферных осадков, составу которых он иногда полностью соответствует. Аналогично на подобных участках формируется, по-видимому, и химизм подземных вод в аридной зоне и в зоне избыточного увлажнения, с той лишь разницей, что в первой из них минерализация воды является более высокой, например, по сравнению с Забайкальем, а во второй — более низкой. В соответствии с этим и состав воды различается в названных зонах. В аридной зоне она преимущественно гидрокарбонатно-сульфатная или сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая, местами со значительным количеством хлора и натрия. В гумидной зоне, тяготеющей к морскому побережью, состав воды высокогорий преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный натриевый.

Из других особенностей подземных вод, формирующихся на водораздельных пространствах, следует отметить относительно высокое (по отношению к общей минерализации) содержание органических веществ, образующихся в результате разложения растительных и животных остатков, в разных количествах имеющихся в подземных водах всех природных зон материка, и кремнекислоты. Чем меньше минерализация подземных вод, тем выше в ней относительное содержание кремнекислоты. В. А. Ковда (1946) и К. В. Филатов (1961б) выделяют воды, содержание кремнекислоты в которых достигает 18—20%-экв и более, в особый класс силикатных или силикатно-гидрокарбонатных подземных вод.

В среднегорных и низкогорных районах грунтовые воды характеризуются более значительной минерализацией и иным составом по сравнению с высокогорными районами, так как помимо атмосферных осадков на формирование их здесь влияют породы зоны аэрации, через которые фильтруются атмосферные осадки, прежде чем достигнут зеркала подземных вод, и водовмещающие породы, в которых движется вода. На повышение минерализации подземных вод в названных районах влияют более широкое развитие коры выветривания в породах и более длительный период их взаимодействия с водой в связи с уменьшением скоростей ее движения и гидравлических уклонов поверхности. Минерализация воды здесь 0,3—0,5, иногда до 0,8 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-натриево-магниевый и гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый.

Изменение химического состава подземных вод по высотным поясам характерно не только для горных систем, но и для расчленяющих их речных долин. Обычно в их верховьях минерализация воды минимальная. Ниже по падению она постепенно повышается и достигает максимального значения в низовьях долин. При этом состав воды изменяется от силикатно-гидрокарбонатного в верховьях долин через гидрокарбонатно-сульфатный в средних их частях до сульфатно-гидрокарбонатного в устьях.

Аналогично изменяется состав подземных вод аллювиальных отложений речных долин равнинных областей. Однако, если химический состав вод аллювиальных отложений гумидных районов близок к указанному для горно-складчатых территорий, то в долинах аридных районов, особенно если эти долины слепо заканчиваются в понижениях рельефа или впадают в озера или внутриконтинентальные моря, наблюдается несколько иная картина. Минерализация вод по падению долин возрастает здесь значительно быстрее и в низовьях в некоторых долинах достигает нескольких граммов или десятков граммов на литр. Состав воды лишь в верховьях долин гидрокарбонатный, а в остальных их частях сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатный, сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный и хлоридный. В катионном составе этих вод первое место обычно принадлежит натрию.

Проиллюстрируем это общее положение несколькими примерами.

В долине р. Хары, правого притока Орхона, берущей начало на северо-западных склонах Хэнтэя, минерализация воды аллювиальных отложений в верховьях составляет 0,2—0,3 г/л, в средней части долины возрастает до 0,4 г/л, а в районе населенных пунктов, расположенных здесь же, достигает 0,6—0,8 г/л. В долине р. Бол. Мендерес в Северо-Анатолийском гидрогеологическом районе минерализация аллювиальных вод в ее верховьях около 0,3—0,4 г/л, в средней части 0,5—1 г/л, а в низовьях увеличивается до 1.5 г/л. Минерализация аллювиальных вод в долинах Урала, Эмбы, Сагиза и других рек от верховьев к низовьям повышается от 0,4 до 3 г/л; в долинах, заканчивающихся в пределах

Северо-Прикаспийской низменности (не достигающих Каспийского моря), до 50 г/л. В аллювиальных отложениях долины р. Сырдарья от ее верховьев примерно до средней части течения распространены сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,8—1,2 г/л, ниже по долине минерализация их достигает 3—3,5 г/л, состав воды преобразуется в сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. В аллювиальных отложениях долины р. Сулухэ, находящейся в восточной части Таримского бассейна, минерализация грунтовых вод от верховьев к низовьям увеличивается от 0,8 до 10,2 г/л, состав слабоминерализованных вод гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, высокоминерализованных — сульфатно-хлоридный натриевый. Аллювиальные воды долин рек Красная и Тхай-Бинь, формирующиеся в пределах Ханойского артезианского бассейна, по данным Нгуен Ван Тука (1972), в верховьях имеют минерализацию менее 0,5 г/л и гидрокарбонатный кальциевый состав. Ниже располагается зона подземных вод с минерализацией 0,5—3 г/л, состав которых изменяется от гидрокарбонатно-хлоридного до хлоридного натриевого. Третья зона охватывает площадь современных дельт речных долин. Минерализация подземных вод в ней изменяется от 3 до 13 г/л и более в зависимости от расстояния до берега моря. В литературе это явление освещено достаточно хорошо и количество подобных примеров можно было бы значительно увеличить. Заметим лишь, что эта общая закономерность типична для всех долин, но особенно отчетливо проявляется в долинах аридной зоны Азии.

Характерным элементом ландшафтных зон Азиатского материка являются озера. Размеры их весьма разнообразны, а количество огромно. Подземные воды на площади озерных котловин обычно залегают неглубоко от поверхности земли и питаются главным образом за счет подтока воды со стороны обрамляющих озера высот, а также инфильтрации атмосферных осадков. Химический состав грунтовых вод в котловинах формируется в основном под влиянием процессов испарительной концентрации. Обычно во всех озерных котловинах минерализация воды постепенно нарастает от периферии к центральным частям. Конечная величина минерализации определяется составом водовмещающих пород, глубиной залегания в них грунтовых вод, режимом озер и климатической зоной, в пределах которой располагаются озера. При малой глубине залегания воды наиболее высокая минерализация ее отмечается в озерных котловинах аридной зоны, где она часто достигает нескольких сотен граммов на литр. Например, в озерно-аллювиальных отложениях некоторых котловин Монголии минерализация воды в их краевых частях составляет 0,2 г/л, а в центральной достигает 333 г/л. Такая же картина в изменении минерализации воды наблюдается в котловинах Северного Китая, расположенных южнее Монголии, и в других аридных районах материка. Состав пресных подземных вод гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный, разный по катионам, рассолов — преимущественно хлоридный натриевый, реже хлоридно-сульфатный натриевый.

Иную минерализацию и состав имеют грунтовые воды, формирующиеся на равнинах материка с гумидным климатом. Минерализация их, как правило, не превышает 0,4—0,5 г/л, состав силикатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый и натриево-кальциевый, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый (Амуро-Зейская равнина и др.).

На междуречных и межозерных равнинах, слабо всхолмленных или пологоволнистых территориях рельеф также способствует перераспределению солей и формированию микрохимической зональности подземных вод. Последняя особенно четко проявляется в пределах аридных зон, характеризующихся наличием микробугристого рельефа, лиманов, степных блюдец, пологих западин,

старичных ложбин. В этих понижениях рельефа наряду с линзами пресных подземных вод часто формируются рассолы, соленые и солоноватые хлоридные, хлоридно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые воды. Подобная горизонтальная микрозональность подземных вод установлена на площади артезианских бассейнов Туранского, Центрально-Азиатского, Иранo-Афганского, Аравийско-Месопотамского и некоторых других гидрогеологических районов.

Таким образом, из изложенного следует, что в верхней гидродинамической зоне артезианских бассейнов под влиянием главным образом физико-географических факторов формируется горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод. В общей форме она выражается в постепенном увеличении их минерализации от внешних областей питания бассейнов к внутренним с соответствующим изменением состава воды. Однако в связи с большим разнообразием природных, в первую очередь климатических условий Азиатского материка почти в каждой из климатических зон его формируется свой тип этой зональности.

Например, в настоящее время можно считать установленным, что для артезианских бассейнов внутриматерикового стока, находящихся в аридной зоне, схема горизонтальной зональности грунтовых вод будет примерно следующей. В самых верхних частях внешних областей питания распространены силикатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с повышенным содержанием органики, ниже располагаются гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные смешанные по катионам воды, характерные также и для периферических частей внутренних областей питания бассейнов. Далее размещаются сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и хлоридные, преимущественно натриевые воды, среди которых местами встречаются пресные гидрокарбонатные воды, образующие линзы. Размеры этих гидрохимических зон в каждом бассейне не одинаковы и определяются размерами последних и многими другими природными факторами.

В артезианских бассейнах зоны умеренного увлажнения верхняя гидрохимическая зона, представленная, как и в предыдущих бассейнах, силикатно-гидрокарбонатными водами с органикой, опускается, очевидно, несколько ниже по сравнению с этими бассейнами. Более растянутой здесь является и следующая — гидрокарбонатно-сульфатная зона. Хлоридные воды во внутренних областях питания бассейнов, если и имеются, то занимают относительно небольшие площади. Основным типом вод являются сульфатно-гидрокарбонатные.

Во внешних областях питания артезианских бассейнов, находящихся в зоне избыточного увлажнения, развиты главным образом ультрапресные и пресные силикатно-гидрокарбонатные воды с еще более высоким содержанием органических веществ, которые, попадая во внутренние области питания бассейнов, дополнительно обогащаются сульфатами и местами хлоридами и преобразуются в гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые или в еще более сложные по составу воды.

В артезианских бассейнах материка, подвергшихся промерзанию, в пределах распространения многолетнемерзлой зоны развиты преимущественно ультрапресные силикатно-гидрокарбонатные воды, по катионам часто магниевые, сформировавшиеся под влиянием процессов вымораживания. По выходе из этой зоны они приобретают состав, типичный для той климатической зоны, в которую переходят.

Такова лишь самая общая характеристика горизонтальной зональности подземных вод по химическому составу, формирующейся в верхней гидроди-

намической зоне артезианских бассейнов Азии. В деталях она является более сложной.

Например, эта зональность может нарушаться на площади, прилегающих к рекам и озерам, на участках, сложенных соленосными отложениями. В бассейнах омываемых морями и океанами, на нее влияют атмосферные осадки, глубоко проникающие в глубь материка. Подтверждением сказанного служат наблюдения по равнине Бакбо, представляющей собой внутреннюю область питания Ханойского артезианского бассейна. По данным Нгуеп Ван Тука (1972), здесь в 14 км от берега моря подземные воды имеют минерализацию 12,2 г/л и хлоридный натриево-магниево-кальциевый состав, в 76 км соответственно 1,02 г/л и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый состав, в 115 км — 0,48 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый и в 170 км — 0,01 г/л, а состав, аналогичный предыдущему.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОН ЗАТРУДНЕННОГО И ЗАСТОЙНОГО РЕЖИМОВ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод в артезианских структурах земной коры, как и горизонтальная, впервые была установлена советскими исследователями. В трудах В. И. Вернадского, А. Н. Семихатова, Ф. А. Макаренко, Н. К. Игнатовича, К. И. Макова, В. А. Сулина, Г. М. Сухарева, А. М. Овчинникова, К. В. Филатова, Н. И. Толстихина, Г. Н. Каменского, А. И. Силина-Бекчурина, М. Е. Альтовского, И. К. Зайцева и многих других идея этой зональности получила наиболее глубокое развитие и в настоящее время является общепризнанной.

Приведенный большой фактический материал о подземных водах зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов Азии показывает, что эта зональность практически имеется во всех бассейнах. С учетом данных о составе воды, формирующейся в зоне активного водообмена, в гидрохимических разрезах указанных зон материковых бассейнов можно выделить несколько типов вертикальной зональности, а именно:

прямая — минерализация воды закономерно увеличивается с глубиной;

обратная — минерализация воды закономерно уменьшается с глубиной;

переменная — минерализация воды то увеличивается, то уменьшается с глубиной;

сложная — в одних частях артезианских бассейнов минерализация воды с глубиной возрастает, в других — падает.

П р я м а я зональность — наиболее распространенный тип. К артезианским бассейнам с этим типом зональности относятся Зайсанский, Кузнецкий, бассейны второго порядка сложного Восточно-Сибирского артезианского бассейна, Байкальский, Удино-Селенгинский, Тугнуйский, Хангай-Хэнтэй-Яблоновый, Ливано-Сирийский, Мертвоморский, Тургайский, Северо-Устюртский, Западно-Иранский, Текесский, Центрально-Гобийский, Восточно-Гобийский, Месопотамский, Гуджаратский, Полесский, Анадырский, Зейско-Буреинский, Буреинский, Эворон-Чукчагирский, Ханкайский, Сычуаньский, Ханойский, Сунгарийский, Капто, Восточно-Яванский.

Приведем краткую характеристику вертикальной зональности в изменении химического состава воды в указанных бассейнах.

Во внутренней области питания Зайсанского бассейна, сложенной меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью более 1500 м, в верхнемеловых — нижнепалеогеновых отложениях минерализация воды изменяется от 0,5 г/л в краевой части ее до 3—7,8 г/л в центральной. Состав воды первой гидрокарбонатно-сульфатный, второй хлоридный натриевый. Примерно таким же образом изменяется состав воды палеогеновых отложений. Минерализация воды неогенового комплекса в краевой части бассейна 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, в центральной — 1,9 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

В разрезе внутренней области питания Кузнецкого бассейна выделяются три гидрохимические зоны: весьма замедленного водообмена, располагающаяся на глубине более 3000 м, с хлоридной натриевой водой, имеющей минерализацию 35 г/л и выше, с углеводородными газами и углекислотой метаморфического происхождения, замедленного водообмена, находящаяся в интервале 250—3000 м с гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными и хлоридно-сульфатными натриевыми водами с минерализацией 0,6—11 г/л; активного водообмена мощностью до 250 м, содержащая гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,4—1,2 г/л.

В меловых отложениях внутренней области питания Пясинского бассейна минерализация воды колеблется от 3 до 17 г/л, в юрских в верхней части разреза составляет 6—11 г/л, а в более глубоких горизонтах возрастает до 28 г/л, состав воды хлоридный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. В породах траповой формации пермо-триаса в краевой части внутренней области питания распространены гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды, а в некотором удалении от внешней области питания на глубине 300—400 м минерализация воды увеличивается до 2—10 г/л, состав ее становится хлоридно-гидрокарбонатным натриевым. В краевой части бассейна в отложениях пермо-карбона минерализации воды 0,26—1,78 г/л, состав сульфатный кальциево-магниевый. Наконец, в породах силура, вскрытых на глубине 1596—1628 м, установлены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 53,8 г/л.

В Якутском артезианском бассейне зона пресных вод распространена главным образом в его южной части, где мощность ее колеблется от 50 до 150 м, достигая местами 300 м. Ниже располагается зона подземных вод с минерализацией до 10 г/л мощностью несколько сот метров. В терригенных гипсоносных отложениях зоны распространены главным образом сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и смешанные по катионам воды, в карбонатных соленосных отложениях — хлоридные натриевые. Зона соленых вод с минерализацией до 35 г/л прослежена до глубины 1500—2000 м, состав воды хлоридный натриевый. Наконец, выделяется еще зона высококонцентрированных рассолов с минерализацией до 300—400 г/л хлоридного натриевого и местами хлоридного кальциевого состава, сформировавшаяся на глубине более 2000 м. Местами наблюдаются отклонения от этой прямой зональности, обусловленные неравномерной засоленностью пород бассейна и наличием в верхней его части очагов разгрузки глубоких высокоминерализованных вод, дающих близповерхностные ареалы вод повышенной минерализации среди пресных.

В Минусинском бассейне зона гидрокарбонатных вод прослеживается до глубины 100—200 м в центральной части внутренней области питания и до 40—500 м, а возможно, и более по периферии бассейна. Ниже располагается зона сульфатных вод с минерализацией 1—10 г/л. На отдельных участках в цен-

тральных частях мульд, сложенных каменноугольными отложениями, воды этой зоны вытесняют гидрокарбонатные воды и залегают первыми от поверхности земли. Еще ниже располагается зона хлоридных натриевых вод и рассолов с минерализацией до 312 г/л, прослеженная в центральной части Южно-Минусинской впадины до глубины 2400 м.

В пределах Тувинского бассейна мощность зоны пресных гидрокарбонатных кальциевых вод составляет 200—250 м, ниже находится зона затрудненного водообмена с сульфатными и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми и магниевыми водами с минерализацией 3—10 г/л. Глубже располагается зона затрудненного водообмена с водой хлоридного натриевого состава с возможной минерализацией ее более 10 г/л.

Во внутренней области питания и накопления подземных вод Байкальского артезианского бассейна, сложенной континентальными отложениями кайнозоя, также проявляется вертикальная зональность в изменении состава воды. Так, в Усть-Селенгинской впадине бассейна минерализация ее изменяется от 0,2 г/л в верхних горизонтах до 3,1 г/л в нижних, располагающихся на глубине более 2000 м. Состав пресных вод гидрокарбонатный натриево-кальциевый, солоноватых хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриево-кальциевый. В Баргузинской впадине вода верхних горизонтов имеет минерализацию 0,08—0,17 г/л, в водоносных горизонтах, заключенных на глубине 1192—1400 м, 0,34 г/л. Состав воды гидрокарбонатный натриевый.

В Ливано-Синайском бассейне в меловых известняках внешней области питания минерализация воды на глубине 200 м составляет 0,7 г/л, а на глубине 780 м достигает 6,25 г/л, состав воды соответственно меняется с гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-магниево-натриевого на хлоридный натриевый.

В Мертвоморском бассейне минерализация воды меловых отложений возрастает как по падению водоносных горизонтов, так и с глубиной. В северной части бассейна воды верхнего водоносного горизонта имеют минерализацию 1,8 г/л и сульфатно-хлоридный натриевый состав, минерализация более глубоких вод возрастает до 6,5 г/л при хлоридном натриевом составе. В южной части того же бассейна воды меловых отложений, залегающие на глубине 1500 м, обладают минерализацией 51,77 г/л и хлоридным магниево-кальциево-натриевым составом, а минерализация воды, вскрытой на глубине 2500 м, достигает 335 г/л, состав хлоридный кальциево-натриево-магниево-калиевый.

В пределах Тургайского бассейна в водоносных комплексах, залегающих ниже чеганских глин, широко распространены сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды. Минерализация возрастает с глубиной и по мере удаления от внешней области питания бассейна. В кайнозойских отложениях, располагающихся выше чеганских глин, формируются пестрые по составу и минерализации воды.

Во внутренней области питания Северо-Устюртского бассейна минерализация воды в пермо-триасовых отложениях на глубине 1200—1600 м составляет 150—175 г/л, в залегающих выше юрских — 100—125 г/л, в нижнемеловых — 75—100 г/л, в верхнемеловых — 15—35 г/л, в палеогеновых и неогеновых — 1—10 г/л, иногда достигает 30 г/л, в четвертичных колеблется от 3 до 364 г/л. Состав воды дочетвертичных отложений хлоридный натриевый, в отдельных частях разреза кальциево-натриевый, воды четвертичных отложений пестрые по составу.

Отрывочные данные о составе воды внутренней области питания Западно-Иранского бассейна, сложенной кайнозойскими отложениями, показывают, что на глубине более 3000 м в этих отложениях развиты хлоридные натриево-

кальциевые воды с минерализацией до 331 г/л, в более высоких горизонтах, правда в краевой части бассейна, на глубине 200 м распространены воды с минерализацией 15 г/л.

В небольшом по размерам Текесском бассейне в палеогеновых, миоценовых и нижнеплиоценовых образованиях, выполняющих внутреннюю область питания его и имеющих мощность до 1000 м, лишь в краевой части последней формируются пресные и слабосолоноватые воды, а в основном в них распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 20—30 г/л. В верхнеплиоценовых отложениях минерализация воды около 3 г/л, в залегающих выше четвертичных она составляет 0,3—0,5 г/л и лишь в местах близкого залегания от поверхности земли под влиянием испарительной концентрации возрастает до 5 г/л.

В Центрально-Гобийском бассейне данные об изменении минерализации и состава воды с глубиной имеются по Цэцэрлэгской и Цзюцюаньской впадинам. В первой из них минерализация воды в интервале 15—130 м увеличивается от 2 до 13,5 г/л, причем сульфатный натриевый состав ее в верхней части разреза изменяется на хлоридно-сульфатный натриевый в нижней. В Цзюцюаньской впадине выше местных базисов эрозии распространены гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 1 г/л, до глубины 400 м наблюдаются гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 3 г/л, еще глубже в зоне затрудненного водообмена и, возможно, застойного режима (на глубине около 2000 м) формируются сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией 10—80 г/л.

В Дзунбаинской впадине Восточно-Гобийского бассейна, как и в Цэцэрлэгской, выполненной нижнемеловыми отложениями, изменение состава воды прослежено от 25 до 1565 м. Минерализация ее в этом интервале возросла от 3 до 125 г/л, а состав изменился с сульфатно-хлоридного на хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. В располагающихся выше верхнемеловых отложениях формируются гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 0,6—3 г/л.

В Гуджаратском бассейне в эоценовых отложениях, вскрытых на одном из нефтяных месторождений, минерализация воды в интервале 1013—1420 м по отдельным скважинам колеблется от 25,1 до 39,5 г/л, состав хлоридный натриевый. В располагающихся выше отложениях миоцена минерализация ее изменяется от 2,5 до 27 г/л, состав воды также хлоридный натриевый и иногда натриево-магниевый.

Во внутренней области питания Бирманского бассейна минерализация воды палеоген-неогеновых отложений на нефтеносной площади Сарабади-1 в интервале 100—4300 м почти закономерно увеличивается от 2 до 22 г/л. Примерно такое же явление наблюдается на другой структуре — Павагон-1, разбуренной до глубины 3500 м. Минерализация воды здесь возрастает от 2,3 до 16 г/л, состав хлоридный натриевый.

В отложениях палеогена и неогена, слагающих внутреннюю область питания Анадырского бассейна, минерализация подмерзлотных вод с глубиной возрастает от 23,1 до 70 г/л, состав хлоридный натриевый. Надмерзлотные воды четвертичных отложений имеют гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию не более 0,5—1 г/л.

Во внутренней области питания Нилгинского бассейна в нижнемеловых отложениях минерализация воды 1—8 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый. В отложениях верхнего мела минерализация воды

уменьшается до 0,7—3 г/л, состав ее разнообразный: сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и натриево-магниевый. В четвертичных отложениях минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный, по катионам смешанный.

Хорошо проявлена вертикальная зональность в изменении минерализации воды в Зейско-Буреинском бассейне, где минерализация ее от 0,1 г/л у поверхности земли в четвертичных отложениях увеличивается в нижнемеловых отложениях на глубине 2000 м до 2,5 г/л. Состав воды при этом меняется с силикатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого и гидрокарбонатно-силикатного кальциево-натриевого на хлоридный натриевый в осадочных образованиях и гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатный натриевый и натриево-кальциевый в вулканогенных образованиях нижнего мела.

Во внутренней области питания Буреинского бассейна минерализация воды до глубины 300 м увеличивается от 0,15 до 0,4 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый или натриевый и гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый. На глубине 2470—2500 м минерализация воды достигает 15,08 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый.

В пределах Ханкайского бассейна в зоне активного водообмена, сложенной преимущественно четвертичными и верхненеогеновыми отложениями, до глубины около 100 м формируются гидрокарбонатные воды различного катионного состава с минерализацией 0,2—0,3 г/л. Ниже, примерно до глубины 500 м, располагается зона гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных вод с минерализацией до 0,5 г/л. На глубине 2264—2840 м в пермских отложениях фундамента встречены хлоридные натриевые воды с минерализацией 11 г/л.

В гидрохимическом разрезе Сычуаньского бассейна на глубине 1000 м и ниже в триасовых отложениях располагается зона хлоридных натриевых вод с минерализацией до 250—300 г/л, выше находятся те же по составу воды, но с минерализацией до 150—170 г/л. Еще выше сформировались пресные воды, образующие зону мощностью 50—300 м, по составу гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниево-натриевые. Неодинаковая мощность этой зоны обусловливается развитием соленосных отложений. Минимальная она в западной и южной частях бассейна, где развиты эти отложения, максимальная в восточной части, на площади которой соленосные отложения отсутствуют.

В Сусунайском бассейне Сахалина воды четвертичных отложений имеют минерализацию 0,05—1 г/л, а плиоценовых — на глубине около 600 м 9,8—26,3 г/л, состав последних хлоридный натриевый.

В заключение укажем еще на Восточно-Яванский бассейн, в нефтеносных палеоген-неогеновых отложениях которого минерализация воды с глубиной возрастает от 10 до 30 г/л.

Список артезианских бассейнов, имеющих прямую зональность в изменении химического состава воды, может быть значительно увеличен. Однако и этих примеров достаточно для выводов о ее широком распространении.

В группу артезианских бассейнов, имеющих о б р а т н у ю вертикальную зональность в изменении химического состава воды, входят Западно-Туркменский, Балхашский, Месопотамский, Вэйхэйско-Фыньхэйский, Уэцу и Канто. Как видно, количество бассейнов с этой зональностью менее значительно по сравнению с бассейнами, имеющими прямую вертикальную зональность.

Во внутренней области питания Западно-Туркменского бассейна обратная вертикальная зональность в изменении химического состава прослеживается более или менее четко. В породах верхних горизонтов красноцветного плиоцена

минерализация воды достигает 300 г/л, а в более глубоких горизонтах падает до 20 г/л. Состав первых вод хлоридный кальциево-натриевый, вторых хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

В Балхашском бассейне минерализация воды от 8—9 г/л в верхней части разреза осадочного чехла уменьшается до 0,18—3 г/л в его основании на глубине 400—1000 м, при этом хлоридный и сульфатно-хлоридный состав ее изменяется на гидрокарбонатно-сульфатный.

Снижение минерализации воды с глубиной наблюдается в Месопотамском бассейне. Например, в палеоген-меловых отложениях, изученных, правда, только до глубины 435 м, она не превышает 3 г/л, состав воды гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный кальциевый. Выше залегают неогеновые отложения, минерализация воды в которых повышается до 10—30 г/л, состав сульфатный и хлоридный кальциевый и натриевый. В четвертичных отложениях минерализация воды достигает нескольких десятков граммов на литр при хлоридном натриевом составе.

В Вэйхэйско-Фыньхэйском бассейне во впадине Юньчэн, выполненной палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями, в пределах изученных 250 м минерализация воды от 3—104,89 г/л в четвертичных отложениях падает до 1,17 г/л в отложениях палеогена на указанной глубине, при этом сульфатный и хлоридный натриевый состав ее преобразуется в гидрокарбонатный натриевый и иногда в сульфатный кальциево-натриевый.

Хорошо выражена обратная вертикальная зональность в изменении состава воды во внутренней области питания (впадина Ниигата) бассейна Уэцу в Западной Японии. Здесь минерализация ее в интервале 229—1650 м закономерно возрастает от 0,28 до 35,4 г/л, но на глубине 1800 м снижается до 32,4 г/л. До глубины 525 м вода хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциево-магниевая и натриево-магниево-кальциевая. Ниже содержание гидрокарбонат-иона и ионов щелочных земель уменьшается, а хлора и натрия возрастает и на глубине 1800 м она становится хлоридной натриевой.

Наконец, последний бассейн — Канто, в котором зафиксировано падение минерализации воды с глубиной, также находится в Японии в районе Токио. Здесь до глубины 135 м прослежены пресные гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,2 г/л. На глубине 600 м минерализация воды составляет 27,8 г/л, 800 м — 33,4 г/л и 1565 м — 30,8 г/л. Состав высокоминерализованных вод по всему разрезу хлоридный натриевый.

Переменной вертикальной зональностью состава подземных вод характеризуются бассейны Ангаро-Ленский, Хатангский, Тункинский, Ферганский, Приташкентский, Каракумский, Кура-Араксинский, Араратско-Нахичеванский, Тенизский, Илийский, Джунгарский, Таримский, Аравийский, Красноморский, Гангский, Далайнорский, Уэцу, Индский.

Во внутренней области питания Ангаро-Ленского бассейна выделяется шесть зон, отличающихся различным составом воды. В подсолевой зоне концентрация хлоридных натриевых и кальциевых рассолов не превышает 500 г/л. Выше располагается зона таких же рассолов, но с минерализацией 150—600 г/л. Далее вверх минерализация закономерно понижается — в надсолевых хлоридных натриевых рассолах до 150 г/л, в зоне сульфатных, сульфатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых вод мощностью 400—850 м до 1—5 г/л. Еще выше располагается зона пресных гидрокарбонатных вод мощностью до 350 м.

Во внутренней области питания Хатангского бассейна в отложениях девона на глубине 1701—2437 м минерализация изменяется от 257 до 277 г/л

при хлоридном натриевом и натриево-кальциевом составе. В карбоновых отложениях минерализация воды в интервале 1666—1689 м составляет 306 г/л. В пермских породах она колеблется от 11 до 143,4 г/л, а около соляного штока повышается до 283,6 г/л. В триасовых отложениях на глубине 60—325 м минерализация воды варьирует от 207,7 до 361 г/л, в юрских и меловых достигает 207 г/л. Таким образом, в этом бассейне в пределах одного возрастного комплекса пород отмечается тенденция к повышению минерализации воды с глубиной, но в целом по бассейну четкой закономерности в распределении ее не выявляется.

В отложениях неогена, выполняющих внутреннюю область питания Туркинского бассейна, опробованных в интервалах 728—1026 и 1500—1900 м, минерализация воды не поднимается выше 1 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. В залегающих выше кайнозойских базальтах она иногда достигает 1,2 г/л при гидрокарбонатном натриевом составе. Наконец, в четвертичных отложениях мощностью 185—475 м минерализация воды изменяется от 0,16 до 0,4 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный, по катионам смешанный.

В пределах Ферганского бассейна минерализация подземных вод юрских отложений увеличивается от внешней области питания, где она не превышает 1 г/л, по направлению к внутренней области питания. Здесь на глубине 150 м она составляет 4,8 г/л, 432 м — 30 г/л, 2300 м — 90 г/л. Состав воды меняется от гидрокарбонатного кальциевого в верхних горизонтах через сульфатный натриевый на средних глубинах до хлоридного натриевого на самых больших. Примерно так же изменяется минерализация воды и в меловых отложениях от внешней к внутренней области питания бассейна, но максимальное значение ее здесь достигает 300 г/л. Состав слабоминерализованных вод сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, рассолов хлоридный натриево-кальциевый. В залегающих выше палеогеновых отложениях максимальная минерализация воды составляет 338 г/л, хотя в пределах самого комплекса, по данным А. Н. Султанходжиева (1970), она имеет прямую зональность. В отложениях палеогена — неогена в центральной части внутренней области питания минерализация воды равна 300 г/л. Воды верхнеэогеновых — нижнечетвертичных отложений слабоминерализованы, а четвертичных — пресные.

Во внутренней области питания Приташкентского бассейна воды юрских отложений, вскрытые в разных частях его на глубине 60—2000 м, содержат пресные воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного или гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного натриевого состава; выше — в отложениях палеогена формируются хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией до 27—32 г/л; в нерасчлененных палеоген-неогеновых отложениях минерализация воды от внешней области питания к центральной части внутренней области питания изменяется от 1 до 7,2 г/л, состав сульфатный натриевый.

В Бадхыз-Карабильском районе Каракумского бассейна в соленосных отложениях юры сформировались хлоридные кальциево-магниевые воды с минерализацией 350—550 г/л, в меловых — хлоридные кальциевые воды с минерализацией до 77 г/л, в палеогеновых — хлоридные натриевые воды с минерализацией 10—14 г/л и в четвертичных отложениях — такие же по составу воды, но с минерализацией до 127 г/л. Аналогичный профиль гидрохимической зональности установлен в Бухаро-Каршинском районе, в котором в юрских соленосных отложениях минерализация воды на глубине 1100—1700 м превышает 500 г/л, состав хлоридный кальциевый.

Во внутренней области питания Кура-Араксинского бассейна продуктивные отложения миоцена мощностью 1200—3500 м содержат хлоридную воду с минерализацией 4—200 г/л. В акчагыльских и апшеронских отложениях в западной

части бассейна до глубины 50—380 м минерализация воды не превышает 1 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый. В центральной части бассейна в интервале 500—900 м минерализация воды возрастает до 40 г/л, состав ее становится хлоридно-гидрокарбонатным и хлоридным натриевым. В четвертичных отложениях бассейна формируется весьма разнообразная по составу вода с минерализацией от долей до 100—150 г/л.

В верхнемеловых отложениях, слагающих внутреннюю область питания Араратско-Нахичеванского бассейна, вода хлоридно-гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 17—22 г/л. В отложениях эоцена — верхнего мела в краевой части Нахичеванской впадины она имеет гидрокарбонатный кальциево-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав и минерализацию не более 10 г/л. В вышележащих отложениях миоцена сформировались хлоридные натриевые воды с минерализацией 20—80 г/л.

В Тепизском бассейне наиболее минерализованными (150 г/л) являются воды докембрия и нижнего палеозоя фундамента, вскрытые на глубине более 1500 м. В карбоновых отложениях минерализация воды изменяется от 1 до 60 г/л, а состав воды — от гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого. В пермских отложениях, изученных лишь до глубины 120 м, минерализация воды 3—30 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый, натриево-кальциевый и хлоридный натриевый. Минерализация воды палеогеновых отложений колеблется в широких пределах, максимальное значение ее достигает 45 г/л, а наиболее распространенное 5—20 г/л, состав воды разнообразный. Пестрой по минерализации и составу является вода, формирующаяся в неогеновых (3—50 г/л) и четвертичных (0,5—85 г/л) отложениях.

Во внутренней области питания Илийского бассейна установлено несколько гидрохимических зон. В коре выветривания палеозойских отложений фундамента бассейна сформировались сульфатные кальциевые воды с минерализацией 1—10 г/л. Далее выделяется мощная толща (до 1400—2000 м) подземных вод мезозойских, плиоценовых и четвертичных отложений, в пределах которой распространены преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. В местах близкого залегания подземных вод от поверхности земли в этой зоне под влиянием испарительной концентрации формируются пестрые по составу воды с минерализацией до 50—80 г/л. В палеоген-миоценовой гипсоносной толще мощностью от нескольких десятков до 1100 м развиты сульфатные и хлоридные воды с минерализацией 10—50 г/л.

Особенностью вертикальной зональности в изменении химического состава воды Джунгарского бассейна является наличие между высокоминерализованными грунтовыми водами его, сформировавшимися под влиянием жаркого сухого климата района, и глубокими напорными водами мезозойских отложений, имеющими хлоридный натриево-кальциевый и кальциевый состав и максимальную минерализацию 696 г/л, толщи пресных вод.

Примерно такой же тип зональности, как и в Джунгарском, установлен в Таримском бассейне. Здесь мощность первой от поверхности земли зоны высокоминерализованных вод достигает 120 м, ниже располагается зона пресных вод неустановленной мощности, которая постепенно переходит в зону хлоридных натриево-кальциевых и натриевых рассолов с минерализацией до 250—390 г/л.

Переменный гидрохимический профиль имеет Аравийский бассейн. В доюрских отложениях его минерализация воды не превышает 1 г/л, в верхнеюрско-нижнемеловых 1—3 г/л, а там, где в разрезе их появляются гипсо-ангидритовые прослои, увеличивается до 10 г/л; при этом гидрокарбонатный и гид-

рокарбонатно-сульфатный состав ее преобразуется в хлоридный натриевый. В перасчлененных верхнемеловых — палеогеновых отложениях центральной части бассейна минерализация воды не более 3 г/л, а на побережье Персидского залива возрастает до 55—95 г/л. В нефтеносных структурах верхнего мела на глубине около 1000 м она достигает 200 г/л, но вне месторождений на той же глубине местами уменьшается до 3 г/л.

Во внутренней области питания Красноморского бассейна в палеозойско-мезозойском водоносном комплексе минерализация воды в интервале 424—795 м колеблется от 4 до 383 г/л. Минерализация воды палеогеновых отложений на глубине 999—2310,5 м достигает 42 г/л. В несоленосных отложениях плиоцена и кайнозойских базальтах минерализация воды варьирует от 0,7 до 8,7 г/л, а в соленосных увеличивается до 73—288 г/л. В четвертичных отложениях в зависимости от расстояния до берега моря и глубины залегания воды минерализация ее изменяется от 1—3 до 50—82 г/л. Все высокоминерализованные воды имеют хлоридный натриевый состав.

В четвертичных отложениях Гангского бассейна формируются пестрые по составу воды. В аридной части его минерализация этих вод у поверхности земли достигает 25 г/л, но уже на глубине 10 м уменьшается до 1 г/л. В палеоген-неогеновых отложениях минерализация воды с глубиной изменяется слабо. Например, в северной части бассейна на участке Тилхар на глубине 2012—2225 м она повысилась от 1,1 до 3,3 г/л, в Ассамской впадине на участке Рудрасогор в интервале 2929—3120 м — от 3,8 до 5,58 г/л, на участке Лаква на глубине 3012—3758 м минерализация воды понизилась от 6,2 до 1,4 г/л и лишь на площади Раксол, находящейся в 500 км восточнее участка Тилхар, увеличилась до 25 г/л.

Сложный гидрохимический профиль установлен в Тамцакбулакской впадине Далайнорского бассейна. В нижнемеловых отложениях на глубине 190—1772 м минерализация воды изменялась от 1 до 4,6 г/л, причем на глубине 778 м она составляла 3,8—4,6 г/л, а 1772 м — 2,6 г/л. В трех горизонтах верхнего мела, располагающихся в интервале 27—183 м, минерализация воды варьировала от 1,7 до 14,8 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридный натриевый. В залегающих выше отложениях неогена в пределах 7—52 м от поверхности земли минерализация ее снижается до 0,2—1,5 г/л при пестром анионном и катионном составе.

Весьма изменчивая минерализация подземных вод установлена в кайнозойских отложениях, выполняющих впадину Акита, соседнюю с впадиной Ниигата, входящих в состав бассейна Уэцу в Западной Японии. Здесь до глубины 200 м она не превышала 0,2 г/л, однако на глубине 226 м возросла до 23,6 г/л, 266 м — до 25,6 г/л, 380 м — до 26,9 г/л, 470 м понизилась до 22,9 г/л, 537 м снова увеличилась до 32,2 г/л, 693 м упала до 23,2 г/л и т. д. до глубины 1100 м, на которой составляла 26,9 г/л. На протяжении всего разреза состав воды хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

В юрско-нижнемеловых отложениях Индского бассейна в связи с наличием в составе их хемогенных образований воды уже на глубине немногим более 100 м имеют минерализацию до 300 г/л. В незасоленных породах встречаются как пресные, так и солоноватые воды. В меловых отложениях пресная вода прослеживается до 100—120 м, ниже она становится солоноватой. Местами солоноватые воды в этих отложениях наблюдаются прямо с поверхности. В палеоген-неогеновых отложениях в районе г. Навагам до глубины 2200 м прослежены воды с минерализацией до 0,6 г/л. В других районах в этих отложениях встречаются слабосолоноватые и соленые воды. В четвертичных отложениях

Пятиречья минерализация воды в интервале 30—190 м изменяется от долей до 7—9 г/л, но местами эта последовательность не выдерживается. Северо-западнее Пятиречья в данных отложениях сверху сформировались солоноватые и соленые воды, с глубиной постепенно переходящие в пресные. Южнее Пятиречья минерализация воды с глубиной уменьшается. Переменный состав вод по глубине наблюдается и в четвертичных отложениях Качского полуострова.

Такова довольно пестрая картина распределения минерализации и состава подземных вод в третьей группе артезианских бассейнов.

Рассмотрим особенности вертикальной зональности состава воды в последней (четвертой) группе бассейнов.

В эту группу входят: Западно-Сибирский — один из крупнейших артезианских бассейнов Азиатского материка, Северо-Прикаспийский, Восточно-Чуйский, Верхне-Амударьинский, некоторые артезианские бассейны Камчатки и Сахалина.

Характерной особенностью Западно-Сибирского артезианского бассейна является постепенное возрастание минерализации и изменение состава воды от внешней области питания к центральной части внутренней области питания и с юга на север в сторону Северного Ледовитого океана.

В краевых, гидрогеологически относительно раскрытых частях бассейна в отложениях юры и мела формируются пресные, слабосолоноватые и соленые воды с минерализацией 0,4—10 г/л, гидрокарбонатные кальциевые или натриевые и хлоридные натриевые. Как отмечают Г. П. Богомяков, В. А. Нудпер и А. А. Розин («Гидрогеология СССР, т. XVI, Западно-Сибирская равнина», 1970), ширина зоны, в которой распространены эти воды, в различных водоносных комплексах неодинакова и определяется главным образом условиями питания, фильтрационными свойствами и составом водовмещающих пород, но в целом изменяется от 100—150 км со стороны Уральских гор и Казахского нагорья до 600—800 км со стороны Чулымо-Енисейского района. По мере движения к центральной части бассейна и на север минерализация воды постепенно увеличивается и достигает 80 г/л. Состав ее хлоридный натриевый.

Однако наряду с указанной общей закономерностью в центральной части внутренней области питания бассейна выделяется область развития подземных вод пониженной минерализации и иного химического состава. По данным упомянутых авторов, площадь развития этих вод колеблется от 0,5 млн. км² в юрских отложениях до 50 тыс. км² в меловых. Таким образом в пределах бассейна имеются два типа вертикальной зональности. В краевой зоне установлена прямая зональность, характеризующаяся увеличением минерализации воды сверху вниз. В центральной части внутренней области питания отмечается уменьшение минерализации воды с глубиной. Между этими двумя площадями существует переходная зона с инверсионным типом гидрохимического разреза.

В Северо-Прикаспийском артезианском бассейне хорошо проявляется вертикальная зональность как по падению пластов, так и при бурении скважин. Первая установлена в восточной части бассейна и заключается в постепенной смене гидрокарбонатных вод, формирующихся во внешней области питания и вблизи от нее, более высокоминерализованными — вначале сульфатными, а затем хлоридными по мере погружения водоносных горизонтов и комплексов к центральной части бассейна. Ширина зоны пресных вод в разрезе уменьшается от более молодых пород к более древним.

Вертикальная зональность в изменении состава воды при бурении в разных частях бассейна выражается по-разному. Для верхней части осадочного чехла северной половины его характерны гидрокарбонатные воды, далее следуют

сульфатные и хлоридно-сульфатные с минерализацией до 10 г/л, в более глубоких горизонтах бассейна распространены высокоминерализованные хлоридные патриевые и патриево-кальциевые воды. В центральной и южной частях бассейна до глубины 200 м формируются пестрые по составу воды с минерализацией до 100 г/л; далее, примерно до глубины 500 м, развиты хлоридные патриевые воды с минерализацией до 50 г/л. Для еще более значительных глубин характерны хлоридные кальциево-патриевые воды с минерализацией до 320 г/л. В соленосных отложениях кунгура установлены хлоридные магниевые воды, количество растворенных солей в которых находится в пределах 365—415 г/л. В Южно-Эмбенском районе бассейна под хлоридными патриевыми рассолами залегают слабоминерализованные хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 0,5—0,7 г/л, минерализация которых по мере возрастания глубины снова увеличивается, а состав изменяется.

В Восточно-Чуйском, или Чу-Таласском, бассейне второго порядка Чуйско-Сарысуйского артезианского бассейна выделяются следующие гидрохимические зоны (снизу вверх): соленых (более 10 г/л) хлоридных патриевых и кальциевых вод и рассолов, формирующихся в палеозойских и допалеозойских породах фундамента; слабосоленых (3—10 г/л) хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых вод палеозойских отложений; пресных и солоноватых (до 3 г/л) гидрокарбонатных и сульфатных натриевых вод меловых — нижнеолигоценовых отложений; слабосоленых (3—10 г/л) сульфатных и хлоридных натриевых вод среднего олигоцена — плиоцена; пестрых по минерализации и составу вод, формирующихся в четвертичных отложениях, главным образом под влиянием климатических факторов.

В Верхне-Амударьинском бассейне зональность химического состава подземных вод по падению водоносных горизонтов и комплексов во внутренней области питания выражается в закономерном увеличении минерализации их от краевой части бассейна по направлению к центральной с одновременным изменением гидрокарбонатного кальциевого или кальциево-магниевого состава на хлоридный натриевый. В наиболее закрытых структурах бассейна гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые воды верхней части его разреза сменяются на глубине хлоридными патриево-кальциевыми водами. Минерализация воды при этом увеличивается от нескольких граммов до 400 г/л. В структурах краевой части бассейна наблюдается уменьшение минерализации воды по глубине. Например, в структуре Ангот в интервале 583—1473 м она уменьшилась от 30—70 до 11,7 г/л, в структуре Баянгур в интервале 733—1400 м — от 123 до 34 г/л. Хлоридный натриевый состав высокоминерализованных вод изменился на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый.

Не установлено четкой зональности в изменении минерализации и состава вод по глубине во внутренних областях питания Западно-Камчатского и Восточно-Камчатского бассейнов.

В первом из них в некоторых структурах, располагающихся на глубине до 1350 м и сложенных палеоген-неогеновыми отложениями, в одних случаях встречаются пресные сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные патриево-кальциевые воды, в других на глубине до 300 м — хлоридные патриевые воды с минерализацией до 10 г/л.

Во внутренней области Восточно-Камчатского бассейна минерализация воды до глубины 800—1000 м не превышает 0,5—1 г/л, а на глубине до 1400 м достигает 12—15 г/л. Состав воды соответственно меняется с сульфатно-гидрокарбонатного на сульфатно-хлоридный натриевый. Вместе с тем здесь имеются

участки, на площади которых минерализация воды до глубины 140 м изменяется от 1 до 5 г/л, а на глубине 2400 м не превышает 13 г/л.

В Северо-Сахалинском бассейне воды четвертичных отложений имеют минерализацию до 0,5 г/л, пресные воды с минерализацией до 1 г/л характерны и для верхней части плиоценовых отложений. В тех же отложениях на глубине 670—770 м минерализация воды возрастает от 3 до 22 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый. В отложениях миоцена на глубине 1000—2000 м минерализация воды не превышает 1—3 г/л, в закрытых структурах на глубине 2400—3000 м она увеличивается до 33 г/л, в единичных случаях до 58 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатный натриевый.

Приведенный фактический материал о вертикальной зональности в изменении химического состава подземных вод артезианских бассейнов Азиатского материка, хотя по отдельным из них и недостаточно полный, позволяет сделать ряд интересных общетеоретических выводов.

Как уже отмечалось, из выделенных четырех типов вертикальной зональности наиболее распространена прямая, при которой минерализация воды закономерно повышается сверху вниз. В том же направлении изменяется и состав воды от гидрокарбонатного или гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниево-натриевого или натриево-кальциево-магниевого через сульфатный натриево-кальциевый на хлоридный натриевый, натриево-кальциевый и кальциевый.

К такому типу зональности относятся главным образом артезианские бассейны, располагающиеся на площади гидрогеологических областей, имеющих сток в сторону морей и океанов, омывающих Азиатский материк. Как известно, прямая вертикальная зональность впервые была подмечена К. Ф. Филатовым (1947) при изучении подземных вод некоторых тектонических впадин Русской платформы. Н. К. Игнатович (1950) на более значительном материале показал, что эта зональность есть явление регионального масштаба. Он определил ее как один из «основных гидрогеологических законов, в которых находят свою связь гидрогеодинамические условия и гидрогеохимические показатели» (стр. 6—7) подземных вод артезианских структур.

Ю. А. Ежов (1971) пришел к выводу, что в вертикальном разрезе большинства артезианских нефтегазоносных бассейнов Советского Союза и зарубежных стран распространен инверсионный гидрохимический профиль, возникновение которого обусловлено уменьшением общей минерализации подземных вод с глубиной и в ряде случаев сменой хлоридных кальциевых вод-рассолов водами гидрокарбонатного натриевого типа. В вертикальном разрезе бассейнов он рекомендует выделять три гидрохимические зоны: верхнюю — нарастающей минерализации подземных вод, среднюю — максимальной и нижнюю — убывающей. Отсутствие полной зональности он объясняет недостаточной глубиной буровых скважин. Приведенный выше фактический материал не всегда подтверждает этот вывод, во всяком случае по артезианским бассейнам Азиатского материка.

Обратная вертикальная зональность, т. е. зональность, при которой минерализация воды падает с глубиной, наблюдается преимущественно в бассейнах внутриматерикового стока, а также в бассейнах со стоком в сторону океанов и морей, но располагающихся в аридных районах материка. Она менее распространена по сравнению с прямой зональностью.

К бассейнам с переменной вертикальной зональностью в изменении минерализации и состава воды относятся в основном бассейны, располагающиеся

в гидрогеологической области внутриматерикового стока, а также бассейны со стоком в сторону морей и океанов, но имеющие в разрезе соленосные или гипсоносные отложения, или характеризующиеся неравномерной засоленностью пород по разрезу.

Наконец, четвертую группу составляют бассейны, в одних частях которых проявляется прямая вертикальная зональность, а в других — обратная. В эту группу входят Западно-Сибирский артезианский бассейн, а также несколько артезианских бассейнов области внутриматерикового стока и островных дуг, омываемых водами Тихого океана.

Следует подчеркнуть определенную условность, допущенную при выделении перечисленных четырех типов вертикальной зональности и при отнесении к ним некоторых артезианских бассейнов. Так как и первое, и второе основано на данных опробования буровых скважин, то вскрываемые последними гидрохимические разрезы в значительной степени определяются положением их по отношению к внешним областям питания, со стороны которых в бассейны поступают пресные подземные воды.

Именно вторжением последних, очевидно, объясняется то часто наблюдаемое явление, когда характерная в целом для бассейнов прямая вертикальная зональность в их краевых частях преобразуется в переменную или обратную вертикальную зональность. При слабой изученности многих артезианских бассейнов и иногда при недостаточно ясном местонахождении буровых скважин на их площади, особенно по бассейнам Зарубежной Азии, элемент случайности в отнесении их в один из выделенных четырех типов вертикальной зональности является достаточно высоким. Поэтому не исключено, что артезианские бассейны, отнесенные в настоящее время к одному типу зональности, при более детальном изучении перейдут в какой-либо другой тип; возможно, будут выявлены и новые типы ее.

Далее, из анализа приведенного материала следует, что вертикальная зональность в изменении состава подземных вод наблюдается в бассейнах, содержащих как высокоминерализованные и слабосолоноватые, так и пресные воды. Эта зональность характерна для артезианских бассейнов, сложенных породами любого возраста, состава и генезиса (морского, континентального, лагунного, магматического). Она, таким образом, имеет широкое региональное распространение и проявляется в бассейнах, находящихся в зоне умеренного, избыточного и недостаточного увлажнения, а также в области развития криолитозоны.

Однако в каждой из названных природных зон вертикальная зональность проявляется по-разному. В артезианских бассейнах, расположенных в зоне недостаточного увлажнения, во внутренней области питания, находящейся в зоне активного водообмена, первая к поверхности земли толща пресных вод отсутствует либо имеет очень небольшую мощность. Обычно в этих бассейнах первыми залегают слабосолоноватые, а на отдельных участках высокоминерализованные подземные воды и рассолы, сформировавшиеся под влиянием испарительной концентрации. Вниз по разрезу минерализация этих вод обычно уменьшается (вплоть до пресных), а затем по мере увеличения глубины вновь возрастает.

В верхней части артезианских бассейнов, находящихся в зоне умеренного увлажнения, всегда имеется толща пресных вод, мощность которой определяется мощностью зоны активного водообмена и обычно достигает десятков и первых сотен метров. Ниже этой зоны минерализация воды с глубиной возрастает.

В бассейнах, располагающихся в зоне избыточного увлажнения, мощность зоны пресных вод в целом весьма большая и в отдельных из них, например Байкальском, Зейско-Буреинском и некоторых других, характеризующихся особенно активным водообменом, достигает нескольких тысяч метров. В связи с обилием атмосферных осадков в описываемой зоне артезианские бассейны, главным образом верхних частей разрезов, достаточно хорошо промыты, вследствие чего нарастание минерализации воды в них по глубине происходит медленнее, чем в бассейнах, находящихся в других климатических зонах. Минерализация воды здесь не превышает 30—40 г/л, и при прочих одинаковых условиях воды с этой минерализацией располагаются на более значительной глубине по сравнению с бассейнами названных зон.

Из сказанного следует, что климатические факторы влияют на температуру и химический состав не только ближайших к поверхности земли подземных вод, но и глубоких водоносных горизонтов, а также на особенности питания артезианских бассейнов и формирование вертикальной зональности в изменении химического состава воды. Впервые, как известно, на это обратил внимание Н. И. Толстихин (1953). Какова глубина воздействия климатических факторов на формирование химического состава подземных вод артезианских структур земной коры, пока недостаточно ясно, но в отдельных из них, как указывалось выше, она достигает 1,5—2 км, максимальная, по-видимому, значительно больше.

Чрезвычайно сложная картина в распределении минерализации и химического состава подземной воды по глубине наблюдается в области развития многолетней криолитозоны. Здесь в зависимости от конкретных природных условий отдельных участков и истории их геологического развития в четвертичный период минерализация воды под влиянием низких температур горных пород непосредственно под нижней поверхностью последних с глубиной может уменьшаться, а может и возрастать (Пономарев, 1960).

Из других особенностей выделенных типов вертикальной зональности подземных вод артезианских бассейнов следует отметить отсутствие во многих из них зоны сульфатных вод; не во всех бассейнах на максимально достигнутых глубинах установлены хлоридные кальциевые воды; минерализация воды артезианских бассейнов области внутриматерикового стока в целом более высокая, чем в бассейнах других областей стока; участки максимальной минерализации воды чаще всего совпадают с наличием в разрезах соленосных отложений; при прочих равных условиях чем более древними породами сложены внутренние области питания артезианских бассейнов, тем выше минерализация формирующихся в них вод и сложнее их гидрохимический разрез.

Особую категорию составляют субмаринные артезианские бассейны, сформировавшиеся в шельфовой зоне омывающих Азиатский материк морей и океанов, а также приуроченных к внутриконтинентальным морским водоемам (Каспийский, Аральский). Химический состав субаквальных грунтовых вод, отвечающих в структуре этих бассейнов зоне активного водообмена материковых бассейнов, соответствует химическому составу покрывающих их морских вод. Залегая, как правило, под мощной толщей последних, эти грунтовые воды находятся здесь в условиях затрудненного водообмена и практически, очевидно, не изменяют своего химического состава и минерализации. В бассейнах шельфовых зон это хлоридные натриевые воды с минерализацией на большей части их площади 35 г/л и лишь на прибрежных участках, где в моря вливаются потоки пресных подземных вод со стороны материка, значительно меньшей. В Каспийском субмаринном бассейне минерализация этих вод 0,3—14,5 г/л, в Аральском — 3,3—12 г/л.

Данные о химическом составе подземных вод более глубоких зон субмаринных бассейнов, соответствующих зонам затрудненного и застойного режимов материковых бассейнов, чрезвычайно скудны. Имеющийся один пункт в Южно-Китайском бассейне, где вскрыты эти воды, показал, что они относятся к слабосолоноватым (1,5 г/л), вероятно, сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым с глубиной, очевидно, переходящим в более минерализованные хлоридные натриевые воды. Такой гидрохимический разрез имеют, возможно, и некоторые другие субмаринные бассейны омывающих материк морей. Подобные разрезы, как увидим дальше, установлены в бассейнах шельфовых зон у берегов Северной Америки и Австралии. Гидрохимический разрез Каспийского субмаринного бассейна ниже зоны субаквальных грунтовых вод, по работам на месторождении Нефтяные Камни, является инверсионным (Сухарев, 1959).

Таким образом, в целом вертикальная зональность химического состава подземных вод субмаринных артезианских бассейнов, изученных еще чрезвычайно слабо, по имеющимся материалам может быть отнесена к сложному типу.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Ниже мы очень кратко рассмотрим особенности формирования химического состава грунтовых вод, так как именно эти воды (что уже отмечалось) являются наиболее характерными и широко распространенными подземными водами зоны активного водообмена. Химизм этих вод формируется здесь под влиянием атмосферных осадков, биохимических и почвообразовательных процессов, состава пород, температуры воздуха, поверхностных водотоков и водоемов и ряда других природных факторов.

Роль атмосферных осадков в формировании химического состава грунтовых вод. Первые сведения о химическом составе атмосферных осадков России относятся к концу прошлого столетия (Поздняков, 1904).

Однако значительное внимание изучению атмосферных осадков стали уделять у нас лишь в послереволюционное время и особенно за последние 20—25 лет. Впервые в 1933 г. на огромную роль их как источника питания подземных вод и фактора формирования химического состава указал В. И. Вернадский (1960), считавший, что формирование поверхностной и верхней части подземной гидросферы начинается в атмосфере. Позже результаты изучения химического состава атмосферных осадков опубликовали Е. С. Буркер и Н. Е. Федорова (1949, 1955), Т. К. Жаворонкина (1959), В. П. Зверев (1962), А. А. Колодяжная (1961, 1963), В. М. Дроздова и др. («Химический состав...», 1964), Е. В. Посохов (1969) и др. Большинство исследований относится к осадкам европейской части СССР, состав осадков азиатской части СССР изучен значительно слабее. Им посвящены работы В. В. Вотинцева (1954), В. В. Денисова (1956), В. В. Климочкина (1961), В. Ф. Дерпгольца (1962), Б. И. Писарского (1962), Л. Т. Чистотиновой (1963), К. П. Караванова и А. Г. Козлова (1967), В. З. Рубейкина (1967), Л. Л. Богдановой (1967) и некоторых других исследователей. Совсем мало данных о составе осадков Зарубежной Азии (Юнге, 1965).

В. З. Рубейкин обобщил разрозненные материалы перечисленных исследователей и так же, как К. О. Тамм (Tamm, 1953), Э. Горхэм (Gorham, 1955),

В. И. Мина (1965), И. К. Свиридова (1960) и др., пришел к заключению о тесной зависимости между химическим составом атмосферных осадков и почвенно-растительным покровом поверхности земли. Всего было учтено более 550 анализов состава твердой и жидкой фаз осадков, в том числе по зонам: тундры и лесотундры 19, хвойных лесов (тайги) 174, смешанных и лиственных 58, лесостепей и степей 95, полупустынь и пустынь 126, средне- и высокогорных районов Средней Азии 82. По почвенно-растительным зонам Зарубежной Азии имеется несколько неполных анализов осадков для территории Японии, Индии, Аравийского полуострова и некоторых других районов.

Е. С. Селянинова (1966) показала большое влияние ядер конденсации атмосферных аэрозолей у поверхности земли на формирование химического состава осадков.

Минерализация атмосферных осадков зоны тундры и лесотундры 15—98 мг/л, средняя 33 мг/л. Состав осадков хлоридный натриевый со значительным содержанием ионов магния, брома и иода, обусловленный, по-видимому, выносом брызг морской воды со стороны Северного Ледовитого океана.

Средняя минерализация осадков зоны хвойных лесов (тайги) в три раза меньше (10 мг/л) по сравнению с осадками предыдущей зоны. Это преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые осадки с чрезвычайно большим разбросом крайних содержаний компонентов минерализации, отражающим, очевидно, весьма разнообразные природные условия зоны. Кроме названных компонентов в дождевых и снеговых водах этой зоны аналитически определены фтор, бор, иод, бром, кремний, цинк, мышьяк, молибден, медь, уран и спектрально — алюминий, железо, марганец, титан, свинец, барий, никель, хром, олово, серебро, стронций, ванадий, сурьма, цирконий и галлий.

Средняя минерализация атмосферных осадков зоны смешанных и лиственных лесов 13 мг/л, т. е. почти такая же, как и в предыдущей зоне. Состав их также практически не изменяется — гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый; сульфаты отсутствуют, но обнаружены кремний, цинк и много других микрокомпонентов.

В зоне степей и лесостепей наблюдается дальнейший рост средней минерализации осадков, которая достигает уже 19 мг/л при крайних значениях, изменяющихся от 5,3 до 148 мг/л. В составе осадков наряду с преобладанием гидрокарбонат-иона в заметных количествах присутствует сульфат-ион, уменьшается содержание хлор-иона и увеличивается количество ионов натрия и кальция. Спектральным анализом единичных проб сухих остатков в них установлены кремний, фтор, бром, свинец, мышьяк.

Еще более высокую среднюю минерализацию (150 мг/л) имеют осадки зоны полупустынь и пустынь. Это смешанные гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные осадки, в которых из катионов ведущим является кальций-ион, на втором месте находится натрий-ион. В них определены весовые содержания кремния, фтора, иода, брома и ряда других микрокомпонентов.

Аэрозоли зон степной и лесостепной, а также пустынь и полупустынь имеют скорее всего континентальное происхождение. Поступление их в атмосферу связано с ветровой деятельностью, во время которой кристаллики соли захватываются как с водной, так и с высохшей поверхности многочисленных озер и внутренних морей, находящихся здесь, а также непосредственно с поверхности земли. Особенно значителен вынос солей в атмосферу в области внутриматерикового стока, на площади которой находятся такие крупные провинции континентального соленакопления, как Центрально-Прапская (Деште-Кевир, Деште-Лут), Прикаспийская, Средне-Азиатская, Центрально-Казахстанская,

Центрально-Азиатская. Так как в составе солей большинства указанных провинций преобладает гидрокарбонатно-сульфатное соленакопление, то и в составе атмосферных осадков их обычно доминируют сульфатные и гидрокарбонатные ионы, а из катионов — натрий и кальций. Лишь в провинциях хлоридного соленакопления, таких, например, как Прикаспийская и Центрально-Иранская и, возможно, некоторых других, характеризующихся развитием солянокупольных структур, в составе осадков преобладает хлор-ион, а из катионов — натрий.

В зоне средних и высоких гор, имеющих высоту от 500 до 2000 м, минерализация осадков уменьшается по мере возрастания высоты гор от 41 до 16 мг/л. По составу анионов воды смешанные, но с высотой в них заметно увеличивается количество хлор-иона и уменьшается сульфат-иона. Из катионов присутствуют кальций и натрий, причем последний преобладает в осадках высоких гор. Осадки описываемой зоны содержат еще кремнекислоту, фтор, бор, иод, бром, цинк, свинец, медь, мышьяк и молибден.

По единичным и неполным анализам осадков субтропического, тропического, субэкваториального и экваториального поясов, находящихся под воздействием влажных ветров, дующих со стороны Тихого и Индийского океанов, приносящих сюда огромное количество осадков, в составе последних преобладают компоненты минерализации морской воды, среди которых из анионов на первом месте находится хлор-ион, на втором — гидрокарбонат-ион, а из катионов — натрий и магний, остальные компоненты резко подчинены им или отсутствуют. Минерализация этих осадков, по-видимому, является высокой, особенно в начальный период выпадения дождей, когда она может достигать нескольких десятков миллиграммов на литр.

На территории Азиатского материка располагается несколько областей современной вулканической деятельности. Систематические исследования состава атмосферных осадков в этих областях отсутствуют, но и единичные наблюдения показывают, что вулканы существенно влияют на химизм атмосферных осадков, хотя чаще всего это влияние не распространяется на большие площади. Так, по данным Е. В. Посохова (1969), минерализация осадков, выпадающих в районе камчатских вулканов, изменяется от 2,8 до 158 мг/л, по составу они сульфатные и гидрокарбонатные натриевые. Как отмечает указанный исследователь, для атмосферных осадков вулканических областей общими являются кислая реакция, повышенное содержание сульфатов, а в непосредственной близости от действующих вулканов — хлоридов.

Таким образом, наибольшую минерализацию при смешанном анионном и катионном составе имеют атмосферные осадки степей, полупустынь и пустынь, умеренной и тропической зон; на втором месте, очевидно, находятся осадки тундровой и лесотундровой зон, поступающие со стороны морей Северного Ледовитого океана, а также осадки, приносимые со стороны Индийского и Тихого океанов. В горных районах распределение минерализации осадков подчиняется закону вертикальной поясности, выражающемуся в уменьшении минерализации осадков по мере увеличения высоты гор.

На основании приведенных данных о минерализации осадков установлено, что на 1 км² площади зоны тундры и лесотундры вместе с осадками выпадает от 6 до 15 т солей, хвойных лесов (тайги) — от 3 до 10, смешанных и лиственных лесов — от 4 до 14, лесостепей и степей — около 4, полупустынь и пустынь — около 7,5 т. По данным У. Б. Брайели (Brierly, 1965), на океанские острова и прибрежную зону осадки приносят от 2,3 до 28 т солей. Эти цифры не расходятся с нашими данными и с наблюдениями В. А. Кирюхина в хр. Мяо-Чан,

находящемся в зоне влияния муссонных ветров, дующих со стороны Японского моря. На 1 км² площади названного хребта с осадками выпадает 18,9 т солей.

Минерализация осадков в течение года не остается постоянной. В теплый период она значительно выше, чем зимой. Изменяется минерализация их и во время одного дождя. Все это свидетельствует о том, что количество солей, поступающих на поверхность земли на том или ином участке, может значительно варьировать не только в течение года, но и в многолетнем плане.

Н. А. Кепесарин и Д. М. Кац (Хасанов, 1968) по наблюдениям в Голодной степи установили, что из общего количества выпадающих в этом районе атмосферных осадков на питание грунтовых вод при глубине их залегания 2—3 м ниже поверхности земли расходуется лишь 20—25%, а при 3,5—4,5 м — только 8%. По достижении уровня грунтовых вод минерализация атмосферных осадков увеличивается во много раз против первоначальной, и, таким образом, эти просочившиеся осадки оказывают большое влияние на формирование химического состава подземной воды. В других климатических зонах Азиатского материка соотношения между количеством осадков, выпавших на поверхность земли, и осадков, достигших зеркала грунтовых вод, несомненно, будут иными, но вывод об их важном значении в этом процессе полностью сохраняется.

Роль почвенного покрова в формировании химического состава грунтовых вод. Почвы Азиатского материка исключительно разнообразны. На равнинных территориях севера распространены слабоминерализованные арктические и тундровые почвы, южнее располагается область развития различных типов мерзлотных почв, еще южнее наблюдаются огромные поля подзолистых и лесных бореальных почв, далее к югу находятся почвы суббореального типа (бурые лесные почвы, черноземы, каштановые, полупустынные и пустынные почвы), особую категорию составляют почвы субтропической (теплой и умеренно теплой) тропической и экваториальной зон (желтоземы, красноземы и сероземы) с различной степенью увлажнения и почвы тропических пустынь. Многие из перечисленных типов почв развиты и в горных районах, где они подчиняются закону вертикальной поясности. Значительные поля во многих районах Азии образуют массивы развеваемых и неразвеваемых песков. Почти все почвы содержат то или иное количество солей.

Максимальное содержание их обычно отмечается в почвах бессточных областей. Например, в почвах пустыни Гоби оно достигает 17,9%, на площади Восточно-Монгольской равнины — 11,5%. В переувлажненных районах Юго-Восточной Азии почвы достаточно хорошо промыты и солей в них очень мало или совсем нет. Основными компонентами минерального состава почв здесь являются кремнезем, окислы алюминия, железа и др.

В почвах, сформировавшихся на скальных породах, наряду с общераспространенными силикатными элементами, особенно на участках проявления рудной минерализации, почти всегда присутствуют такие элементы, как железо, вольфрам, олово, молибден, медь, цинк, свинец и др., в районах развития флюоритового оруденения — фтор и т. д.

Атмосферные осадки, выпадая на поверхность земли, естественно, вступают во взаимодействие с почвами и вымывают из них в первую очередь легкорастворимые хлоридные и сульфатные соли. По данным А. А. Колодяжной (1963), если дождевые осадки имеют низкое значение pH, то из подзолистых почв прежде всего выносятся катионы; при взаимодействии таких осадков, т. е. имеющих кислую реакцию, с кислыми почвами минерализация воды изменяется мало. При щелочной реакции атмосферной влаги и при взаимодействии ее с кислыми почвами в составе воды происходят более существенные изменения.

Микрокомпоненты также вымываются из почв осадками и затем поступают в грунтовые воды.

Вместе со всеми этими элементами в грунтовые воды поступают также органические вещества и углекислота. Количество органических веществ в грунтовых водах, как показали исследования В. М. Швеца (1972) и его сотрудников, колеблется в значительных пределах и зависит от природных условий отдельных районов. Например, в северных районах Азиатского материка, характеризующихся относительно высоким увлажнением и низкими среднегодовыми температурами воздуха, при которых в почвах не происходит полного разложения остатков растительности, содержание органических веществ в грунтовых водах относительно высокое. В аридных районах, бедных атмосферными осадками и растительностью, содержание органических веществ в почвах и грунтовых водах невысокое. Низкое оно и в грунтовых водах горных районов, почвы которых хорошо промыты атмосферной влагой. В гумидных районах, характеризующихся развитием исключительно пышной растительности, вновь отмечается высокое содержание органических веществ в почвах и грунтовых водах.

В этих условиях органические вещества способствуют миграции не только ряда общераспространенных элементов, но, в частности, железа и алюминия, причем последние, как предполагает С. Л. Шварцев (1972), мигрируют в форме сложных комплексных соединений, скорее всего органоминеральных.

Углекислота в почвах образуется несколькими способами: в результате окисления кислородом органического вещества, жизнедеятельности микроорганизмов и корней растений, причем углекислота, выделяемая корнями растений, разлагающе действует не только на известняковые породы, но и силикатные, вызывая каолинизацию алюмосиликатов (Ивашов, 1971). Е. В. Посохов (1969) указывает, что углекислота может формироваться, по-видимому, и не органическим путем — в результате разложения карбонатов и выделения из почв обменного водорода.

Помимо углекислоты при биохимических реакциях, происходящих в почвах, образуются также сероводород, метан, водород, аммиак.

Одновременно с обогащением грунтовых вод солями, газами и микрокомпонентами почв указанными способами в последних происходит и метаморфизация воды под влиянием обменных реакций между поглощенным комплексом почв и ионами атмосферных осадков, просочившихся в почву, которая приводит к усложнению ее состава.

Большое влияние на формирование грунтовых вод оказывают также микробы, населяющие почвы. С участием микроорганизмов в почвах осуществляется целый ряд биохимических реакций, наиболее известными среди которых являются реакции восстановления сульфатов железа, нитратов, окисления сульфидных руд полиметаллических месторождений и перераспределения серы в зоне гипергенеза (Ивашов, 1971).

Роль пород в формировании химического состава грунтовых вод. Как правило, грунтовые воды формируются выше местных базисов эрозии, в области активного водообмена или интенсивного их движения. Поэтому естественно, что главное значение в образовании минерализации и химического состава этих вод имеют процессы выщелачивания и растворения пород зоны аэрации, через которые фильтруются атмосферные осадки и конденсационная влага, а также состав водовмещающих пород, по которым они движутся.

Состав пород, с которыми взаимодействуют грунтовые воды, и условия протекания процессов их растворения и выщелачивания на огромной территории Азиатского материка, характеризующегося чрезвычайным разнообразием

природных условий, также существенно различны. Действительно, в зоне умеренного увлажнения и холодного климата интенсивность этих процессов одна, в зоне избыточного увлажнения и тропического климата — другая, наконец, в аридной зоне, в большей части с резко континентальным климатом, — третья. Реакция интрузивных, эффузивных и осадочно-метаморфических пород на процессы выщелачивания и растворения иная, чем нормально-осадочных. Поэтому при рассмотрении проблемы формирования химического состава грунтовых вод необходимо учитывать все эти особенности.

Состав пород описываемой территории весьма разнообразен. Здесь имеются представители всех их классов, встречающихся на земном шаре. Однако относительная роль в геологическом строении отдельных частей Азиатского материка далеко неодинакова. Интрузивные, эффузивные и осадочно-метаморфические породы, как правило, слагают положительные формы рельефа — отдельные горы, хребты и их системы, образующие горно-складчатые области. Рыхлые или слабоуплотненные терригенные отложения, во многих районах включающие пачки и горизонты вулканогенных пород, образуют чехол платформ, а также выполняют многочисленные межгорные впадины. Хемогенные осадки также чаще встречаются в разрезе чехла платформ, иногда и среди осадочных отложений межгорных впадин. Естественно, что эти резко отличные группы пород по-разному ведут себя при фильтрации через них атмосферных осадков и движении грунтовых вод.

Как известно, химическое выветривание горных пород бывает сернокислотное и углекислотное. Сернокислотное выветривание, развиваясь преимущественно на участках сульфидного оруденения, носит локальный характер. Углекислотное выветривание распространено повсеместно.

Интенсивность химического выветривания пород неодинакова в разных частях территории Азии. Наиболее медленно выветривание происходит, вероятно, в районах с суровым климатом, характеризующимся низкими температурами воздуха и пород и умеренными осадками. В аридных районах, хотя оно проходит и несколько энергичнее, все же физическое выветривание там преобладает над химическим. В зоне субтропиков и тропиков, отличающейся высокими температурами воздуха и обильными атмосферными осадками, химическое выветривание происходит очень энергично и сопровождается образованием мощной коры выветривания, состоящей из красноземов и латеритов.

При углекислотном выветривании из минералов невыветрелых магматических и других силикатных пород в зависимости от состава полевого шпата выщелачиваются в первую очередь кальций и натрий. При поступлении их в грунтовые воды последние приобретают гидрокарбонатный кальциевый или натриевый состав либо смешанный — кальциево-натриевый или натриево-кальциевый. При выветривании основных пород формируются гидрокарбонатные магниевые воды. Кроме того, при углекислотном выветривании в грунтовую воду всегда переходит некоторое количество кремнекислоты. Таким образом, образуются очень интересные силикатно-гидрокарбонатные воды, характерные для многих артезианских бассейнов Азиатского материка, особенно для высокогорных внешних областей их питания. Минерализация этих вод обычно не превышает 0,1—0,3 г/л, в них наблюдается относительно высокое содержание органики, иногда железа.

Как отмечают Нгуен Тхыонг Хунг (1968), Нгуен Ван Тук (1972) и Б. Д. Русанов (1956), подобные воды распространены также на равнинных и слабо всхолмленных пространствах Юго-Восточной Азии и некоторых приморских равнин ее северной части, характеризующихся повышенным увлажнением.

Нгуен Тхыонг Хунг и Нгуен Ван Тук по наблюдениям в Северном Вьетнаме отмечают, что распределение кремнекислоты в грунтовых водах неравномерное и зависит от состава водовмещающих пород. Наибольшее содержание ее обнаруживается в районах с мощной корой выветривания, сформировавшейся на силикатных породах, в которой очень мало первичных минералов, кроме кварца, окислов железа, алюминия и титана. Все эти компоненты наблюдаются и в грунтовых водах, причем содержание кремнекислоты в них изменяется от 10 до 70 мг/л, железа — от 0,01 до 30 мг/л, алюминия — от 5 до 10 мг/л при наиболее распространенном 0,5—3 мг/л. В коре выветривания, образовавшейся на карбонатных породах, содержание кремнекислоты значительно меньше — от 0 до 20 мг/л, редко более. В целом в районах, удаленных от морского побережья, эти воды являются силикатно-гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, в приморской зоне — силикатно-гидрокарбонатно-хлоридными кальциево-патриевыми.

Гидрокарбонатно-кальциевые, а иногда и кальциево-магниевые грунтовые воды наблюдаются в известняковых массивах; в доломитах развиты преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды.

Примерно до минерализации 0,6—0,8 г/л воды имеют гидрокарбонатный состав, с увеличением ее они постепенно переходят в гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные. Сульфат-ион поступает в грунтовые воды в результате взаимодействия их с сульфидной рассеянной минерализацией, почти всегда имеющейся в магматических породах. При взаимодействии свободной серной кислоты с породами из последних в грунтовые воды переходят ионы кальция, магния и натрия.

В платформенных равнинных областях, а также на равнинах межгорных впадин и долин, чаще всего являющихся внутренними областями питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов, химический состав грунтовых вод формируется несколько иначе, чем во внешних областях. Вследствие равнинности рельефа и более медленного движения грунтовых вод время взаимодействия их с вмещающими породами увеличивается, при этом наряду с выщелачиванием и растворением солей между этими породами и грунтовыми водами происходят обменные реакции, в результате чего состав и минерализация последних становятся достаточно пестрыми. Наиболее ярко это проявляется в артезианских бассейнах области внутриматерикового стока Азии, водовмещающие породы которых, как правило, характеризуются высокой засоленностью, особенно в верхних частях разреза осадочного чехла. Изучение солевого состава пород, выполненное в различных артезианских бассейнах этой области, показало, что в них присутствуют гипс, кальцит, мирабилит, тенардит, местами каменная соль. Под влиянием выщелачивания и растворения этих солей в бассейнах формируются сульфатные кальциевые и кальциево-натриевые, сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные натриевые, хлоридные натриевые и другие типы грунтовых вод; при этом чем выше минерализация последних, тем большее значение в их составе приобретают хлориды натрия. В высокоминерализованных водах и рассолах они преобладают и обычно занимают гипсометрически наиболее низкие уровни равнин.

В артезианских бассейнах, на территориях которых в четвертичное время существовали морские условия осадконакопления и поэтому породы их верхней части еще не успели освободиться от комплекса морских солей, в грунтовых водах присутствуют компоненты минерализации, характерные для морских вод. На таких территориях грунтовые воды чаще всего относятся к хлоридным натриевым. Кроме того, в незначительных количествах в них имеются сульфаты

и хлориды магния, а из микрокомпонентов встречаются иод, бром, иногда бор и стронций. Таковы грунтовые воды Северо-Прикаспийского бассейна, значительной части Туранской низменности, в прошлом покрывавшейся водами Арало-Каспия, Южно-Прикаспийского, Восточно-Китайского бассейнов и некоторых других, расположенных в прибрежных районах материка.

Достаточно широко распространены на территории Азии содовые грунтовые воды. Они установлены в долине р. Уссури и в котловине оз. Ханка (Егоров, 1961б), в западной части аллювиальной равнины Сунгари (Чу-Шао-тан, 1953; Мурзаев, 1955; Герасимов и Ма Юн-чжи, 1958; Ковда, 1959), на равнинах Северного Китая в пограничных с Монголией районах (Ковда, 1954; Овдиенко, 1954), в предгорной части конусов выноса мелких рек Таримской впадины (Пенской, 1960; Егоров, 1961а, б; «Процессы соленакопления на равнинах», 1961), во впадинах и на равнинах Монголии (Маринов, Попов, 1963), в южной части Западно-Сибирского бассейна (Филатов, 1961б), в артезианских бассейнах Туранского и Ирано-Афганского гидрогеологических районов и в ряде других мест.

Н. А. Маринов, рассматривая формирование этих вод в некоторых районах Монголии, связывает его с выщелачиванием соды и, по-видимому, тронита из осадочных отложений мезозоя и кайнозоя, слагающих там большие площади. Он отмечает также, что названных солей в этих отложениях так много, что в результате длительного выщелачивания их во многих современных озерных котловинах сформировались месторождения природной соды или смешанные — содовые и глауберовой соли.

Однако, как известно, содовые грунтовые воды могут образовываться и с помощью других процессов, в частности за счет выветривания натриевых силикатных пород, биохимического восстановления сульфатов натрия, обменных реакций ионов водорода в растворе на ионы натрия в кристаллической решетке минералов и т. д. (Посохов, 1969). Например, образование содовых вод Кулундинской и Барабинской степей К. В. Филатов (1961а) объясняет разрушением полевых шпатов песчаных грунтов, при котором в условиях степного климата и при наличии в почвах богатой органики, выделяющей значительное количество углекислоты, происходит переход щелочей в гидрокарбонатный кальциевый раствор. Аналогично за счет разрушения алюмосиликатной коры выветривания гранитных массивов, по мнению Б. Д. Русанова, формируются содовые грунтовые воды в названных районах Северного Китая. В целом минерализация содовых вод обычно не превышает 3—5 г/л. Если нанести на карту все поля распространения содовых грунтовых вод, то получится достаточно широкая зона с близким к широтному простиранием, в основном совпадающая с простиранием аридной зоны, развитой на Азиатском материке.

Значительно распространены на территории Азии лёссы и лёссовидные суглинки, особенно в Средней Азии, Западно-Сибирской низменности, а также в Северном Китае, где они образуют огромное лёссовое плато площадью в несколько десятков тысяч квадратных километров. Особенностью этих пород является высокое содержание углекислого кальция (до 40%), значительно меньшее — углекислого магния (до 3—5%), в валовом составе — преобладание кремнезема. Грунтовая вода, формирующаяся в лёссах, имеет обычно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый или кальциево-магниевый состав, т. е. близкий к составу солей, находящихся в водовмещающих породах.

Таким образом, из всего изложенного следует, что состав грунтовых вод находится в самой тесной зависимости от состава пород. Эта зависимость осо-

бенно четко проявляется в верхней гидродинамической зоне, располагающейся выше местных базисов эрозии и характеризующейся интенсивным водообменом водовмещающих пород постепенно ослабевает, а в более глубоких гидродинамических зонах земной коры часто практически отсутствует, особенно в магматических и высокометаморфизованных осадочных породах.

Роль температуры воздуха в формировании химического состава грунтовых вод. Температура воздуха имеет огромное значение в формировании химического состава грунтовых вод. Особенно значительна роль ее в аридных районах Азиатского материка, характеризующихся жарким и сухим климатом. Во всех районах под влиянием температуры воздуха происходит концентрирование, т. е. увеличение, минерализации грунтовых вод, сопровождающееся соответствующим изменением ее химического состава. В областях, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, этот процесс осуществляется главным образом с помощью испарения, в области развития многолетнемеральных пород он связан с вымораживанием пресных вод и переходом их в твердую фазу.

Рассмотрим влияние температуры воздуха на формирование химического состава грунтовых вод в различных природных областях раздельно.

Многие исследователи давно обращали внимание на связь между температурой воздуха и составом грунтовых вод, но впервые достаточно подробно этот вопрос был рассмотрен В. А. Ковдой (1946), который показал, что расходование грунтовых вод на испарение тесно связано с глубиной их залегания и скоростью движения. Чем ближе от поверхности земли находятся грунтовые воды, тем интенсивнее их испарение и тем более повышается их минерализация, и наоборот. Изучая этот вопрос на примере Голодной степи, Ковда пришел к выводу, что минерализация грунтовых вод растет особенно интенсивно до глубины 2,8—3 м, местами до 3,5 м. Наиболее резко она увеличивается при глубине залегания грунтовых вод 2 м и менее от поверхности земли: концентрация солей в воде достигает 80—160 г/л.

Для других районов Средней Азии и Сибири Ковда приводит следующие данные о глубине начала повышения и весьма сильного роста минерализации грунтовых вод: Кулундинская степь 2,5 и 1,3 м, Каспийская низменность (Нижнее Поволжье) 3 и 1,5 м, дельта Амударьи (Хорезм, Чимбай) 3,8 и 2 м, Голодная степь и долина р. Вахш 4 и 2 м соответственно.

Из этих данных видно, что в южных, а следовательно, жарких и сухих районах Средней Азии интенсивный рост минерализации грунтовых вод начинается на более значительных глубинах, чем в северных, что особенно хорошо проявляется в Кулундинской степи.

Е. В. Посохов (1969), ссылаясь на работы В. А. Приклонского по некоторым засушливым районам южной части страны, указывает, что «непосредственное испарение может практически влиять на формирование состава грунтовых вод лишь при глубине менее 2—2,5 м».

Из других районов Азиатского материка, по которым имеются аналогичные данные, сошлемся на наблюдения по балансовому участку конуса выноса р. Юндинхэ, находящемуся в районе Пекина (табл. 57; журнал «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4б).

Этот участок расположен недалеко от Тихоокеанского побережья и характеризуется хотя и жарким, но более влажным по сравнению со среднеазиатскими районами климатом. Из табл. 57 видно, что в течение года испарение уровня их от поверхности земли максимум испарения приходится на весенне-

Таблица 57

Глубина залегания грунтовых вод, см	Количество испаряющейся влаги по месяцам								Всего, мм	Среднее в сутки, мм
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		
20	170,1	166,2	206,3	134,0	138,6	90,3	58,9	57,3	1028,1	4,3
70	32,3	25,3	28,6	8,5	19,6	19,0	9,7	14,6	157,6	0,7
170	47,3	12,5	4,3	1,8	3,5	0,5	5,6	8,7	84,2	0,4

летний период, минимум — на осенний. На глубине 70 см наиболее высокое испарение наблюдается в апреле — июне, в июле оно минимально, в августе и сентябре немного возрастает, но в октябре опять падает и несколько увеличивается в ноябре. На глубине 170 см максимум испарения отмечается в апреле — мае, во все остальные месяцы оно незначительно. Данные табл. 57 показывают, что критическая глубина, при которой испарение с поверхности грунтовых вод резко возрастает, на конусе Юндинхэ располагается где-то на глубине 20—70 см, возможно, 50 см.

Таким образом, влияние глубины залегания грунтовых вод на увеличение их минерализации в значительной степени зависит от климатических условий. В районах с умеренным климатом, отличающихся менее высокими температурами воздуха и большим количеством атмосферных осадков, глубина залегания грунтовых вод не играет такой значительной роли в изменении их минерализации и состава, как в аридных районах. То же, очевидно, можно сказать и о гумидных районах Азии, характеризующихся большую часть года избыточным увлажнением и ощущающих недостаток влаги лишь в «сухой сезон», длящийся 2—3 месяца, когда испарение превышает количество осадков.

Частицы воды при испарении оставляют на поверхности земли соли. Последние во влажные периоды растворяются атмосферными осадками и с ними поступают в грунтовые воды. Так как этот процесс происходит на протяжении длительного времени, то в конечном итоге он приводит к формированию в верхней части горизонта грунтовых вод зоны солоноватых, а в ряде бассейнов соленых вод и рассолов.

Помимо артезианских бассейнов Туранского гидрогеологического района подобное явление наблюдается в артезианских бассейнах Аравийско-Месопотамского гидрогеологического района, в некоторых бассейнах области стока Черного и Средиземного морей, в южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, в Джунгарском, Таримском и других бассейнах Центрально-Азиатского гидрогеологического района. По-видимому, оно имеет место также в подавляющей части артезианских бассейнов Ирано-Афганского гидрогеологического района с его экстрааридным климатом и огромными полями современного хлоридного натриевого и сульфатного кальциевого и натриевого солянакопления в пустынях Деште-Кевир, Деште-Лут и др.

По данным В. А. Ковда (1946), в артезианских бассейнах Средней Азии верхний предел минерализации грунтовых вод, сформировавшейся под влиянием испарения, достигает 180—220 г/л, или в среднем около 200 г/л, но чаще 100—150 г/л. В артезианских бассейнах Центральной Азии, в частности в Джунгарском, он равен 162 г/л в центральной части и 15,6 г/л ближе к области внешнего питания; в Таримском бассейне — 508 г/л. В Северо-Китайском и Яньбэйском (Датунском) артезианских бассейнах, входящих в состав Северо-

Китайского гидрогеологического района, он составляет соответственно 2,7—40 и 3,6 г/л.

Характерно, что под влиянием испарения изменяются минерализация и состав грунтовых вод, формирующихся не только в рыхлых отложениях верхних частей осадочного чехла артезианских бассейнов, но и в трещиноватых породах внешних областей их питания. Так, по данным Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963), во внешних областях питания некоторых артезианских бассейнов Монголии, расположенных в пустыне Гоби, сложенных интрузивными, эффузивными и осадочно-метаморфическими породами, минерализация воды под влиянием испарения увеличивается от 0,4—0,5 г/л на севере до нескольких граммов на литр на юге. При этом состав воды из гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого преобразуется в хлоридно-сульфатный натриевый.

Мощность горизонта грунтовых вод повышенной минерализации неодинакова в различных артезианских бассейнах и, по-видимому, определяется комплексом природных условий, в которых находятся бассейны. На станции Золотая Орда в Средней Азии она составляет около 11 м (Ковда, 1946), в Джунгарском, Таримском и Яньбэйском (Датунском) — 100—120 м, в Северо-Китайском — 100—200 м и т. д.

При однородном составе водовмещающих пород, например песчаном, грунтовые воды будут иметь обратную вертикальную химическую зональность в изменении состава и минерализации, т. е. ближе к поверхности земли будут располагаться высокоминерализованные хлоридные натриевые или хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды, которые по мере увеличения глубины залегания постепенно сменяются менее минерализованными сульфатными, а последние — гидрокарбонатными водами. Формирование этой зоны повышенной минерализации грунтовых вод с обратной вертикальной зональностью осуществляется, очевидно, с помощью диффузии.

Как отмечает В. А. Ковда (1946), в тех случаях, когда водовмещающими являются неоднородные осадочные породы, отложенные в условиях соленого озера или соленой лагуны, послойная минерализация грунтовых вод будет определяться в основном содержанием легкорастворимых солей в породе. Обычно в этих случаях мы не можем установить закономерного изменения общего содержания солей с глубиной, так как каждая из прослоев водовмещающего грунта может иметь свой собственный запас и состав солей, отложившихся в нем».

Это общее положение, высказанное более четверти века назад, в последующем было подтверждено многими исследователями Голодной степи и достаточно подробно освещено А. С. Хасановым (1968), у которого находим следующие интересные данные.

В периферической части конусов выноса рек Туркестанского хребта, сложенных голодностепским комплексом песчано-глинистых образований, в верхней части их разреза минерализация воды превышает 20 г/л, состав сульфатно-натриевый. На глубине 40—50 м вода становится сульфатной кальциевой, минерализация ее уменьшается до 2,5 г/л. В интервале 90—130 м минерализация воды несколько увеличивается, анионный состав ее остается сульфатным, но из катионов вместо кальция начинает преобладать натрий. Затем наблюдается новое уменьшение минерализации до 1—1,5 г/л при сульфатно-гидрокарбонатном кальциевом составе воды. Далее до глубины 300 м минерализация возрастает до 7 г/л, состав сульфатный кальциевый.

На площади озерно-пролювиальной равнины Мурзарабат, сложенной теми же осадочными образованиями, минерализация ближайшей к поверхности

промерзании. Изменяется состав воды под влиянием биохимических процессов, катионного обмена и других факторов.

А. А. Зеленкевич (1966) показал, что формирование химического состава грунтовых вод подрусловых и подозерных таликов области островного распространения многолетнемерзлых пород принципиально не отличается от формирования его в области их непрерывно-прерывистого развития.

Однако температура воздуха, являющаяся мощным фактором формирования режима грунтовых вод, воздействует на них не только путем испарения и вымораживания, но и нагревания. Последнее, как известно, распространяется до пояса постоянных годовых температур, а по мнению некоторых исследователей, и на более значительные глубины. С ростом температур увеличивается диссоциация воды, быстрее протекают химические реакции, возрастает скорость разложения пород и их обломочного материала. В условиях повышенных температур наряду с простыми солями гидролизу подвергаются силикаты и алюмосиликаты. Поэтому всякое колебание температур воды обусловливает изменение растворимости водовмещающих пород и присутствующих в них солей.

Температура грунтовых вод в различных районах Азиатского материка неодинакова. Так, в области непрерывно-прерывистого распространения многолетнемерзлых пород она чаще всего 0,1—0,6° С, в области островного распространения до 1,5—2° С, в области умеренного климата 8—11° С, а в горных областях, например, Южного Йемена составляет 20—25° С, на равнине Тихама возрастает до 30—40° С, близ г. Ходейды на глубине 10 м равна 37° С, 130 м — 41° С и 180 м — 43° С. Естественно, что столь различная температура грунтовых вод, очень низкая в области развития многолетнемерзлой зоны и весьма значительная в пустыне Тихама и, по-видимому, в других аналогичных ей районах, не могла не сказаться на их растворяющей способности. Возможно, частично этим объясняется то, что надмерзлотные воды имеют очень слабую минерализацию, а грунтовые воды пустыни Тихама, даже если залегают на глубине ниже критической, т. е. где они не подвергаются испарению, всегда являются солоноватыми.

Роль поверхностных водотоков и водоемов в формировании химического состава грунтовых вод. Влияние поверхностных вод на формирование химического состава грунтовых вод проявляется, как правило, в паводковые периоды на реках и озерах. В районах с большим количеством осадков и мощным снеговым покровом обычно наблюдаются два главных подъема уровней воды на реках и ряд промежуточных, менее значительных. На реках артезианских бассейнов внутриматерикового стока бывает лишь один главный паводок, приходящийся в большинстве случаев на вторую половину лета.

Наиболее сильные паводки происходят в стоковом бассейне Тихого и частично Индийского океанов, относящихся к районам избыточного увлажнения. Такие реки этих бассейнов, как Хуанхэ, Янцзы, Амур, Меконг, Ганг, Инд, Иравади и др., в периоды паводков заливают не только низкие террасы долин, но и высокие, особенно в нижних течениях, где реки разливаются иногда на десятки километров. Значительные подъемы уровней часто наблюдаются и на реках бассейна стока Северного Ледовитого океана (Обь, Иртыш, Енисей и др.).

В эти периоды минерализация речных вод бассейнов океанического стока, как правило, понижается. Лишь на реках аридных районов этих бассейнов и бассейнов внутриматерикового стока в самые начальные этапы развития паводков за счет выщелачивания солей, накапливающихся в приповерхностной зоне земли в межпаводковые промежутки, она сначала несколько повышается,

а затем постепенно понижается и к концу паводка становится минимальной. Уровни воды на реках во время паводков устанавливаются значительно выше уровней грунтовых вод, уклоны последних обычно также возрастают и направлены в стороны от рек.

В результате взаимодействия более минерализованных грунтовых вод аллювиальных отложений речных долин с менее минерализованными речными водами минерализация первых снижается, иногда очень значительно. Так, по наблюдениям К. П. Караванова в низовьях Зеи, Буреи и других левых притоков Амура в связи с подтоком слабоминерализованных речных паводковых вод минерализация грунтовых вод уменьшалась в 3—5 раз, состав их становился близким к составу речных вод. Это влияние речных вод на грунтовые прослеживается иногда на несколько километров в сторону от рек в зависимости от размеров паводков.

Азиатский материк на севере омывается водами Северного Ледовитого океана, на востоке Тихого, на юге Индийского, на юго-западе Черного и Средиземного морей. Химический состав грунтовых вод прибрежных районов материка формируется под влиянием морских вод. Однако режим их здесь изучен чрезвычайно слабо и в литературе почти не освещен.

По немногочисленным и отрывочным данным ширина зоны воздействия морских вод на грунтовые на огромной береговой линии Азиатского материка неодинакова и зависит от крутизны берегов, состава и сложения пород, участвующих в их строении, высоты приливной волны. При крутых берегах она обычно составляет лишь несколько сот метров, на отдельных участках полностью может отсутствовать. В дельтовых частях долин и на приморских равнинах эта зона местами расширяется до нескольких десяков километров. В частности, зона подобных размеров установлена в пределах Северо-Китайской равнины и в дельте р. Меконг. На побережье Охотского моря, по данным А. А. Зеленкевича, влияние морских вод на грунтовые сказывается на протяжении 5—10 км от берега.

Воздействие морских вод на грунтовые выражается в подъеме их уровней и увеличении минерализации. Так, грунтовые воды прибрежной зоны Северо-Китайской равнины имеют минерализацию 100—150 г/л, хлоридный натриевый состав и содержат незначительное количество брома и иода. Столь высокая минерализация воды здесь помимо воздействия морских вод (что хорошо доказывается наличием брома и иода) обусловлена еще испарением в связи с близким залеганием ее от поверхности. В Кухтинской низменности побережья Охотского моря на расстоянии 1,5 км от берега минерализация хлоридных натриевых грунтовых вод 32,5 г/л, а в 5 км от берега 1,3 г/л. В приустьевой части долины р. Бол. Гарманда на том же побережье в 2,5—4 км от берега моря минерализация грунтовой воды составляет 14,7 г/л.

Как отмечалось выше, во время приливов морские воды обычно заходят в речные русла, причем в долинах северной части Тихоокеанского побережья они проникают на 3—4 км вверх по руслу, а в южной части (р. Меконг и др.) — до 40—50 км. На всем этом протяжении изменяются минерализация и состав не только речных, но и грунтовых вод, заключенных в верхней части прируслового аллювия. При этом минерализация и речных, и грунтовых вод повышается, а гидрокарбонатный кальцием-натриевый состав преобразуется в хлоридный натриевый. Воды такого состава, как правило, залегают первыми от поверхности земли и таким образом создают временную обратную вертикальную зональность в изменении химического состава грунтовых вод.

В общем, в прибрежной зоне морей и океанов процесс формирования химизма грунтовых вод чрезвычайно сложный и, как уже указывалось, недостаточно изучен. В основном он обусловлен смешением этих вод с морскими под влиянием неустойчивого гидродинамического режима прибрежной зоны морей и океанов. Однако в этой зоне довольно часто наблюдается и формирование инфильтрационно-конденсационных линз пресных грунтовых вод, залегающих на высокоминерализованных морских водах. При интенсивной эксплуатации таких линз иногда происходит нарушение равновесия между пресными и солеными водами и подтягивание последних эксплуатационными выработками. В результате минерализация пресных вод повышается иногда настолько, что они становятся непригодными для водоснабжения. На некоторых участках морского побережья пресные грунтовые воды отсутствуют и сразу вскрываются воды, минерализация и состав которых соответствуют минерализации и составу морских вод.

Роль напорных вод в формировании химического состава грунтовых вод. При описании артезианских бассейнов различных гидрогеологических областей Азиатского материка во многих случаях отмечалось, что пьезометрические уровни водоносных горизонтов, залегающих ниже горизонта грунтовых вод, значительно превышают отметки их уровней, которые часто устанавливаются выше поверхности земли. Это указывает на возможную связь названных горизонтов, а также на возможное изменение минерализации и состава грунтовых вод вследствие смешения их с водами нижележащих напорных горизонтов.

Эта связь может осуществляться путем перетекания через кровлю водоупорных пород вод напорного горизонта по всей его площади или через «гидрогеологические окна», а также через зоны разрывных дислокаций. В случаях, когда состав воды нижележащего горизонта существенно отличается от состава и минерализации грунтовых вод, минерализация и состав последних могут изменяться. Однако подобных примеров в опубликованной литературе мало.

Значительно больше данных о роли разрывных дислокаций в формировании химического состава грунтовых вод, особенно если эти дислокации проникают на большую глубину и выводят на поверхность высокоминерализованные воды глубоких горизонтов бассейна. В этих случаях в гидрохимическом поле, характерном для грунтовых вод, наблюдаются участки их аномального химического состава и минерализации, формирующиеся за счет поступления воды из глубоких горизонтов. Подобные примеры известны в артезианских бассейнах Центрально-Азиатского, Туранского, Ирано-Афганского, Восточно-Сибирского и других гидрогеологических районов.

Из изложенного следует, что формирование химического состава грунтовых вод Азиатского материка — очень сложный процесс, совершающийся под влиянием комплекса взаимодействующих природных факторов, проявляющихся различно в разных районах материка. Для этих вод, находящихся в зоне активного водообмена, очевидно, будет справедливо положение: каков состав атмосферных осадков и пород, таков и состав подземных вод. Лишь в аридных районах и на участках расположения населенных пунктов во всех природно-ландшафтных зонах наблюдаются отклонения от этого общего положения. В условиях аридного климата на некоторых площадях под влиянием испарительной концентрации формируются высокоминерализованные грунтовые воды, не соответствующие составу водовмещающих пород, а в районах населенных пунктов в связи с инженерной и хозяйственной деятельностью человека эти воды загрязняются различными отходами. Например, в районе тепловых

электростанций, работающих на угле, в воде увеличивается содержание сульфатов; в местах нахождения цементных заводов — гидрокарбонатов, кальция и магния; горнообогатительных предприятий, перерабатывающих руды свинца, цинка, никеля, хрома, плавикового шпата и др., — соответствующих компонентов состава этих руд.

Горизонтальная зональность в изменении химического состава грунтовых вод, четко проявленная в зоне активного водообмена, формируется в результате их движения, главным образом под влиянием гравитации и рельефа местности. Благодаря последнему создается разность напоров уровней на площадях питания и в очагах разгрузки грунтовых вод и закономерное размещение отдельных их типов по составу по латерали.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОН ЗАТРУДНЕННОГО И ЗАСТОЙНОГО РЕЖИМОВ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Проблема формирования химического состава напорных подземных вод зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов, как уже отмечалось, очень сложная и включает формирование химического состава этих вод в отношении минерализации и ионного состава, а также причин зонального расположения их в разрезах бассейнов.

Остановимся на первой части проблемы и рассмотрим особенности формирования химического состава напорных вод бассейнов Уэцу, Западно-Туркменского, Ангаро-Ленского и Западно-Сибирского, характеризующихся соответственно прямым, обратным, переменным и сложным типами вертикальной зональности в изменении химического состава воды.

Впадина Ниигата бассейна Уэцу является классическим примером бассейна, отличающегося прямой вертикальной зональностью в изменении минерализации и химического состава подземных вод. Она выполнена мощной толщей морских плиоценовых отложений, в которых в интервале 261—1800 м минерализация воды возрастает от 2,9 до 32,4 г/л. Интересно, что до глубины около 600 м в плейстоценовых отложениях вода имеет хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый состав, а ниже становится вначале (глубина 702 м) хлоридной натриево-магниевой, а затем хлоридной натриевой. Минерализация и состав ее формируются, вероятно, за счет выщелачивания и растворения солей, содержащихся в водовмещающих породах, и обменных реакций между водой и породами. При этих процессах количество щелочноземельных элементов падает, а щелочных возрастает с глубиной. Характерно также постоянное увеличение содержания метаборной кислоты и уменьшение свободной углекислоты с глубиной.

Рассмотрим формирование химического состава подземных вод Западно-Туркменского артезианского бассейна, главным образом плиоценовых отложений, образующих один из основных водоносных его комплексов. Достаточно подробный анализ взглядов на происхождение этих вод, формирование и причины вертикальной зональности химического их состава в 1972 г. сделали В. В. Колодий и А. В. Кудельский.

До 50-х годов в литературе господствовали весьма противоречивые гипотезы о происхождении этих вод. Одни исследователи считали их глубинными, другие — инфильтрационными, третьи — седиментационными. Например, Н. Г. Линдтроп, Б. Н. Любомиров и И. Я. Ермилов высокоминерализованные хлоридные натриево-кальциевые воды относили к глубинным, а маломинерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые считали седиментационными.

А. А. Бечер к последнему типу относил рассолы, а маломинерализованные воды связывал с инфильтрационными процессами. Примерно такой же точки зрения на формирование этих вод, как и А. А. Бечер, придерживались А. В. Щербаков (1956) и Г. А. Борщевский (1959). М. Е. Альтовский, В. М. Швец («Органическое вещество ...», 1962) и Г. А. Курбанмурадов (1963) отрицали наличие седиментационных вод в бассейне и приписывали водам плиоценовых отложений инфильтрационное происхождение. В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972), как отмечалось выше, высказались против подобного взгляда на генезис подземных вод Западно-Туркменской впадины. По их мнению, подтоку слабоминерализованной воды со стороны обрамляющих ее горноскладчатых сооружений Копетдага, Эльбруса, Малого Балхана и др. противоречат данные о распределении напоров и минерализации подземных вод красноцветной толщи. Первые в случае питания бассейна со стороны названных гор должны закономерно снижаться с юга и юго-востока на север и северо-запад, а минерализация подземных вод в том же направлении закономерно повышаться. В действительности, как отмечают эти авторы, и напоры и минерализация подземных вод повышаются от центральных частей наибольшего прогибания впадины к периферической приподнятой ее части.

Проанализировав палеогеографические условия осадконакопления в плиоцене, а также основываясь на данных изучения поровых растворов верхнеплиоценовых отложений Прибалханского района, выполненного В. В. Красницевой, Г. А. Борщевским и А. К. Алешиной, они пришли к выводу, что воды этих отложений не только в названном районе, но и плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины в целом имеют седиментационное происхождение, являясь отжатыми поровыми растворами, попавшими в водоносные горизонты при литификации илов и при последующем уплотнении глин.

Этот вывод нуждается в некоторых замечаниях. Прежде всего следует отметить слабую разработанность теории расчета приведенных напоров (давлений) подземных вод. Примененная В. В. Колодием и А. В. Кудельским методика этих расчетов, предложенная А. И. Силиным-Бекчуриным, вследствие значительной изменчивости минерализации подземных вод по площади распространения красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины «приводит к существенным погрешностям» (Колодий, Кудельский, 1972, стр. 146). Однако, «не взирая на это» (там же), авторы использовали ее при ориентировочном определении направления движения подземных вод и современной скорости фильтрации, а также для последующих выводов об условиях питания и восполнения ресурсов подземных вод красноцветного комплекса, что едва ли является правомерным. А. Е. Гуревич (1969) в связи с расчетами уровней замечает, что при этом «сравнивать надо лишь замеры уровней, сделанные в одном и том же слое пласта, предпочтительно непосредственно под вышележащей покрышкой-водоупором» (стр. 10). Учитывая особенности геологического строения красноцветной толщи и зная методику опробования скважин на нефть, есть достаточные основания полагать, что это условие не было выполнено.

А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис (1972) показали, что по приведенным напорам и давлениям нельзя рассчитывать скорости движения подземных вод. Они считают, что при установлении последних «...следует исходить не из гидродинамических расчетов, а из геолого-геохимических фактов, свидетельствующих о большей или меньшей длительности нахождения подземных вод в недрах» (стр. 18). По мнению В. Н. Корценштейна (1972), «... одни только градиенты приведенных напоров или пластовых давлений не могут однозначно интерпретироваться в качестве необходимых и достаточных доказательств

реального перемещения глубоких подземных вод» (стр. 29). Он вообще выразил сомнение в целесообразности применения существующих методик для расчетов скоростей движения воды.

Элизионный водообмен предполагает существование восходящих по пласту потоков за счет отжимания воды из уплотняющихся глин и илов в водоносные пески при условии отсутствия вертикальной разгрузки. Как справедливо указывает А. Е. Гуревич (1969), «Если вода уходит вверх в другие пласты, то ни о каком восходящем по смежному с глиной пласту потоке не может быть и речи» (стр. 23). Это условие для красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины, разбитой системой многочисленных разломов на блоки (см., например, рис. 42, стр. 158, Колодий, Кудельский, 1972), также не соблюдено, что ставит под сомнение наличие элизионной разгрузки подземных вод плиоцена, т. е. движение их в направлении окружающих впадину горных сооружений. Эта разгрузка осуществляется, очевидно, по зонам разломов, что и отмечается многими исследователями.

Преобразование слабоминерализованных вод седиментационных бассейнов, имевших соленость до 17%, в хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией до 250 г/л и более В. В. Колодий и А. В. Кудельский объясняют диагенетическими изменениями осадка и поровых вод под влиянием окислительно-восстановительных реакций, обменных реакций между катионами порового раствора и поглощающего комплекса осадков, образования аутигенных минералов за счет ионов поровых вод, диффузионных и осмотических процессов. При этом они ссылаются на исследования поровых растворов, выполнявшиеся Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962) и З. В. Пушкиной (1964). Первые два автора изучали эти растворы до глубины 27 м ниже дна Каспийского моря и установили увеличение их минерализации с глубиной в 7—8 раз (до 101 г/л) против минерализации воды бассейна седиментации. З. В. Пушкина изучала поровые растворы четвертичных и плиоценовых отложений Южно-Каспийской впадины до глубины 1138 м. В пределах этой глубины ею выделены три зоны. Первая охватывает современные иловые отложения Каспия, в которых соленость и химический состав иловых вод тождественны составу и солености придонной воды Каспия (13,1 г/л). Вторая зона начинается с глубины 3—7 м и продолжается до глубины 875 м. Она включает поровые воды четвертичных и средне-верхнеплиоценовых отложений (апшерон, акчагыл, верхи продуктивной толщи). В этих отложениях до указанной глубины минерализация поровых вод повышается от 13 до 139 г/л, причем морской хлоридный магниево-натриевый состав их уже в отложениях бакинского яруса преобразуется в хлоридный кальциево-натриевый. В интервале 875—1200 м происходит постепенное рассоление поровых вод, минерализация которых на забое при том же составе воды, что и в предыдущей зоне, составляет лишь 58 г/л. З. В. Пушкина связывает это с изменением состава водовмещающих пород и с влиянием гидродинамического фактора, под воздействием которого осуществляется достаточно интенсивный промыв нижней части разреза. Таким образом, по данным этого исследователя, минерализация поровых вод, как и подземных вод плиоцена, с глубиной падает и нигде не достигает максимальной их минерализации, что вполне закономерно.

Формирование химического состава маломинерализованных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод В. В. Колодий и А. В. Кудельский объясняют процессами аккумуляции углеводородов, мигрирующих с глубины 5—6 км и при достижении менее значительных глубин при меньших давлении и температуре выделяющих большое количество маломинерализованной

конденсационной хлоридной и гидрокарбонатной натриевой воды. Последняя, воздействуя на вмещающие ее породы, при активном участии углекислого газа преобразуется в более минерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и щелочноземельные воды. В результате взаимодействия конденсационных вод с породами, обогащенными сульфатами, формируются также маломинерализованные сульфатные натриевые воды, локально развитые в пределах впадины. Наконец, аномально высокая минерализация подземных вод в верхней части красноцветной толщи на Челекене, Центральном Небит-Даге и Боядаге указанными и некоторыми другими исследователями связывается с дегазацией месторождений, нарушенных сбросами.

Такова довольно сложная гипотеза формирования химического состава подземных вод Западно-Туркменского бассейна, предложенная В. В. Колодием и А. В. Кудельским. Она безусловно, является дискуссионной и по сделанным, а также некоторым замечаниям, излагаемым ниже, полностью, очевидно, не может быть принята. Нам представляется, что при создании ее эти авторы недостаточно обоснованно почти полностью исключили из рассмотрения влияние солевого состава пород на формирование химического состава подземных вод. Вместе с тем еще в 1956 г. А. В. Щербаков отмечал, что территория Юго-Западной Туркмении в верхнеплиоценовое и четвертичное время представляла собой замкнутую область длительной аккумуляции, в пределах которой происходило накопление континентальных и лагунно-морских отложений. Ссылаясь на данные петрографических исследований В. А. Атанасяц, он указывал также, что в отложениях красноцветной толщи Челекена и Небит-Дага в виде рассеянных кристаллов установлены карбонатные соли (кальцит, доломит), гипс, галит и некоторые другие, концентрация которых заметно выше в ее верхней части. Прослои ископаемых солей во многих местах Западно-Туркменской впадины установлены и в залегающих выше красноцветной толщи отложениях акчагыльского и четвертичного возраста, в которых известны пласты каменной соли мощностью 1—4,5 м. Таким образом, из этих данных, а также из приведенных выше анализов поровых вод, выполненных З. В. Пушкиной, можно сделать вывод, что соленость бассейна седиментации красноцветной толщи на протяжении ее формирования не оставалась постоянной. Она была более слабой в начальную эпоху осадконакопления и более высокой в конечную. Но и более слабая начальная соленость, как следует из тех же материалов, была в несколько раз выше, чем принимают ее В. В. Колодий и А. В. Кудельский (17%). Последняя соленость типична для современного Каспия и, как мы видим, на глубину прослеживается лишь на несколько метров от его дна.

Плиоценовый бассейн осадконакопления, судя по характеру отложений, был неглубоким, что способствовало накоплению разных по составу солей в различных его частях. Все это привело к неравномерному распределению их не только по вертикали, но и по латерали. Отсюда, согласно А. В. Щербакову, можно допустить, что именно этими особенностями объемного распределения солей в породах объясняется пестрый состав приуроченных к ним вод и более высокая минерализация их вверху красноцветной толщи и менее значительная в ее нижней части.

Высокой засоленностью пород бассейна в целом объясняется, очевидно, и наблюдающееся несоответствие между их возрастом, с одной стороны, и минерализацией формирующихся в них вод, с другой. Для незасоленных пород того же возраста и тех же фаций осадков подобные минерализация и состав воды не характерны.

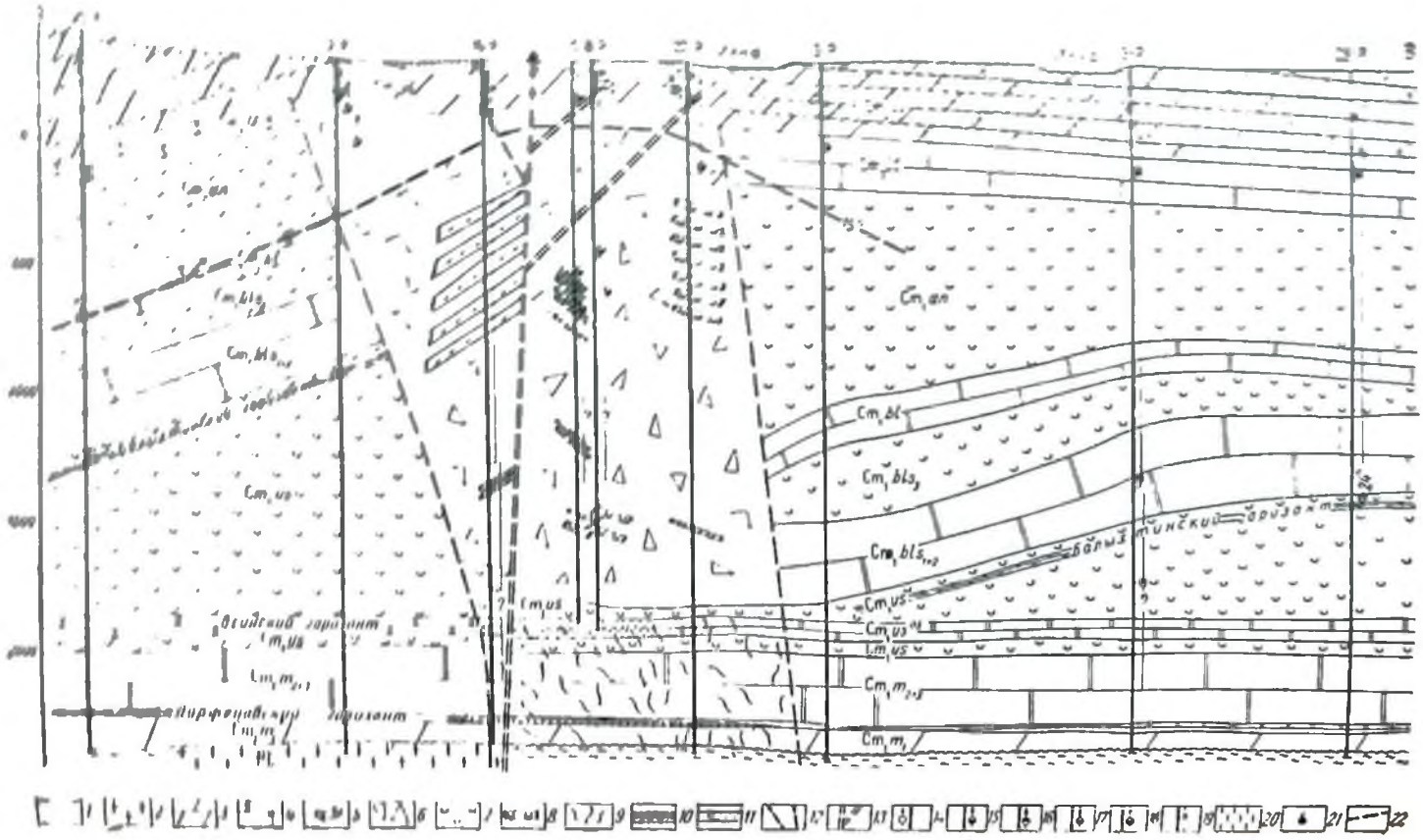
Что касается менее минерализованных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод, развитых в различных местах бассейна, но преимущественно в нижней части красноцветной толщи, то для объяснения их формирования не обязательно привлекать вертикальную миграцию углеводородов с гипотетических глубин 5—6 км, как это делают В. В. Колодий и А. В. Кудельский. В частности, К. Е. Питьева (1969) и другие исследователи отмечают, что для образования подобных вод необходимо, чтобы в составе водовмещающих пород бассейна были повышенные содержания щелочных полевых шпатов, а в воде — углекислоты. Эти компоненты, взаимодействуя друг с другом и с растворенными в воде компонентами, вызывают углекислотный процесс, в результате которого подземные воды обогащаются гидрокарбонат-ионом и натрием. Углекислота в конкретных условиях описываемого бассейна может образовываться за счет органики, а натрий поступать из водовмещающих отложений.

Не отрицая седиментационного происхождения подземных вод красноцветной толщи, мы в то же время считаем, что какая-то часть подземных вод артезианского бассейна в целом формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих во внешней области питания, откуда они по зонам разломов поступают в его глубокие горизонты. Таким образом, химический состав подземных вод в какой-то степени отражает как состав седиментационных вод, так и результаты дальнейшего взаимодействия их с солевым составом пород. Неравномерное содержание солей в последних обусловливает неравномерную минерализацию подземных вод, преимущественно высокую и пеструю в верхней части разреза красноцветной толщи и более слабую в нижней.

Рассмотрим особенности формирования химического состава подземных вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Е. В. Пиннекер отмечает, что этот бассейн характеризуется исключительно широким диапазоном изменения минерализации подземных вод. В пресных водах содержание солей составляет несколько десятков миллиграммов на литр, а в концентрированных рассолах соленасыщенность приближается к самой высокой степени растворимости солей. Благодаря этому обстоятельству бассейн является весьма представительным объектом для исследований вопросов формирования химического состава подземных вод. С этой точки зрения большой интерес представляет изучение генезиса концентрированных рассолов.

На основании определений возраста подземных вод, палеогидрогеологических реконструкций и других методов Е. В. Пиннекер (1966) показал, что закрытость недр Ангаро-Ленского бассейна относительна и что с момента формирования водовмещающих отложений этого региона даже в самых глубоких подсолевых горизонтах водообмен происходил неоднократно. О проявлениях динамики подземных вод свидетельствуют и новые геологические и гидрогеологические материалы, полученные в результате интенсивных нефтепоисковых работ на р. Лене. Большая густота скважин на разведочных площадях дала возможность убедиться, что в зонах глубоко заложенных, затрагивающих фундамент разломов, изменение геологической обстановки настолько значительно, что не может не повлиять и на гидрогеологические условия (Дзюба, 1969). В частности, это устанавливается по морфологии Марковского поднятия на р. Лене, к которому приурочено одноименное месторождение нефти и газа (рис. 63).

Здесь в зоне разлома, осложняющей свод поднятия, мощности галогенных пород постоянны только в подосинской части разреза соленосной толщи. Выше осинского горизонта вследствие интенсивных тектонических напряжений произошло существенное отжатие соли и формирование зоны, выполненной преимущественно карбонатными отложениями. Как уже указывалось, в


Cm1an
Cm1bl
Cm1bl3
Cm1bl3-2
Cm1us
Cm1us3
Cm1us2
Cm1us1
Cm1m2-3
Cm1m1
Cm1us
Cm1m2-1
Cm1m1
Cm1bl3-2
Cm1bl2-1
Cm1us
Cm1us
Cm1us

нормальных условиях суммарная мощность галогенных пород солепосного комплекса около 1 км, в своде же поднятия она не превышает 300—400 м, а в некоторых местах уменьшается до 140 м, причем здесь не наблюдается мощных соляных пластов, они утонены и рассеяны среди карбонатов в виде линзовидных образований. Небезынтересно в данном случае, что наиболее невыдержанными являются соляные пласты, непосредственно перекрывающие осинский горизонт. Суммарная мощность пластов соли в надосинском разрезе усольской свиты составляет 250—350 м. Фактически же на западном крыле поднятия мощность соляных пластов достигает 790 м, а в области свода имеются участки, где она не превышает 50 и даже 3 м. Тектоническая активизация нарушила и условия залегания карбонатных отложений. Если на крыльях поднятия они плотные, массивные, слаботрещиноватые и образуют пологопадающие выдержанные пласты, то здесь разбиты дизъюнктивными нарушениями, залегают в виде взаимно перемещенных блоков, различных размеров глыб, опрокинутых складок. При этом породы перемяты, поражены трещинами, образуют зоны брекчирования, нередко разрушены до разборного щебня, на плоскостях напластования часто наблюдаются зеркала скольжения, притертые поверхности. Следует оговориться, однако, что практически полное вытеснение каменной соли, имеющее место на Марковском поднятии, не везде выражено столь отчетливо. Обычно в зонах нарушений отмечается частичное отжатие соли в одной или двух свитах. В этих случаях тектонические разломы обусловливают раскрытость и водообмен в недрах. Наиболее показательными признаками последнего служат уникальные в платформенных условиях проявления подземных вод с аномально высокой температурой, установленные в Усть-Кутско-Марковском нефтегазоносном районе. Последние вскрывались скважинами в надсолевых отложениях верхнего кембрия и ордовика на глубинах 50—300 м. В момент вскрытия происходило засоление пресного бурового раствора и периодический самоизлив вод с температурой 35—50° С. Для сравнения заметим, что температура пород поверхности фундамента на глубинах 2600—2700 м здесь такого же порядка — 33—50° С. По составу и насыщенности солями — это хлоридные и натриевые соленые воды или слабые рассолы. Хотя природа этих гидротерм во многом не ясна, однако, они, несомненно, представляют прямой показатель активного водообмена в недрах. Равнозначность температур гидротерм и пород поверхности фундамента позволяет заключить, что подземные воды разгружаются из самых нижних частей геологического разреза, включая подсолевые отложения. Более того, неизбежное охлаждение гидротерм в процессе фильтрации показывает, что начальная температура восходящего потока была выше, чем температура пород осадочного чехла. Как известно, в фонтанирующих скважинах при подъеме жидкости на

Рис. 82. Схематический гидрогеолого-гидрохимический разрез через приосевую часть Марковского разрывного нарушения (составил А. А. Дзюба)

1 — кристаллические сланцы; *2* — граниты; *3* — терригенные породы (алевролиты, мергели, песчаники); *4* — плотные слабодислоцированные карбонатные породы (доломиты, известняки); *5* — тектонически переработанные высокодислоцированные карбонатные породы; *6* — каменная соль; *7* — дислоцированные брекчированные карбонатные породы; *8* — линзы, блоки галогенных пород; *9* — зоны тектонических нарушений; *10* — промышленные газоконденсатные залежи парфеновского горизонта; *11* — предполагаемая граница осадочной зоны, тектонически нарушенной, с расширенной трещиноватостью; *12* — предполагаемая линия с максимальной тектонической напряженностью, с наибольшей раскрытостью трещин; *13* — гидрокарбонатные подземные воды; *14* — гидрокарбонатные или сульфатные магниево-кальциевые пресные воды, *15* — хлоридные натриевые соленые воды или рассолы, *16* — хлоридные кальциевые рассолы, *17* — подземные воды, температура которых соответствует фоновому значению геотермического градиента (цифра — температура воды), *18* — подземные воды, имеющие аномально высокую температуру (цифра — температура воды); *19* — скважины, вскрывшие подземные воды, в которых не установлено положение водовмещающих пород; *20* — зона пресных гидрокарбонатных или сульфатных магниево-кальциевых вод; *21* — родник хлоридных натриевых вод; *22* — изотерма пород 15° С

высоте 2—2,5 км потери тепла колеблются от нескольких до 10—20%, а иногда и более. В лабиринте естественных каналов потери теплоты также неизбежны. В противном случае мы должны были бы допустить идеально изолированную систему трещин, что невероятно, особенно в приповерхностной зоне активного водообмена. Отсюда можно предполагать, что гидротермы содержат также примесь вод, которые сформировались ниже кровли фундамента, имеют эндогидатогенное происхождение и являются одним из источников пополнения ресурсов рассолов. По мере поступления с глубины гидротермы вступают в обменные реакции с породами, смешиваются с рассолами и совместно с ними разгружаются в вышележащие горизонты или поднимаются на поверхность, где образуют гидрохимические аномалии. Аналогичные аномалии наблюдаются и в ряде других районов бассейна.

Разгрузка подземных вод глубоко залегающих горизонтов подтверждается, кроме того, проявлениями гидротермального оруденения (киновари, галенита и т. п.), радиометрическими, геотермическими и другими наблюдениями.

Анализ температурного поля показывает, что гидротермы и геотермические аномалии пространственно взаимосвязаны и строго локализованы в зонах нарушений. Как правило, в разломах плотность теплового потока на 20—30% выше, чем на смежных участках. Это не случайно, а указывает на определяющую роль циркуляции подземных вод в распределении тепла в недрах. Строение геотермических аномалий и положение их в разрезе проливает свет на условия разгрузки: в горизонтальной плоскости геотермические аномалии локальны, линейно вытянуты, в вертикальном же направлении они охватывают весь чехол и проникают в фундамент. Это свидетельствует о преобладании вертикальной раскрытости и показывает, что движение подземных вод ограничено не частью осадочного чехла, а пронизывает весь его разрез, является сквозным.

Здесь необходимо еще раз обратить внимание на оценку роли галогенных пород как водоупоров. В настоящее время преобладает мнение, что каменная соль потому практически непроницаема, что обладает пластичными свойствами и способна залечивать трещины. Однако разгрузка глубинных подземных вод заставляет признать, что в моменты активных подвижек в зонах разломов имеются каналы миграции. Сейчас трудно судить, приурочены они к границам фациальных переходов, к ослабленным участкам растяжения в теле соляных пластов, к микротрещинам или к иным путям, но проникновение флюидов здесь происходит. Раскрытие разломов обусловливает, возможно, не только разгрузку подземных вод, но и нисходящие движения их. Причем резкая расчлененность рельефа создает, вероятно, благоприятные условия для глубокого проникновения инфильтрации. Косвенным подтверждением этого могут служить, в частности, отрицательные геотермические аномалии в некоторых разломах (Киренский, Казаркинский и др.). В отличие от обычных случаев температура пород в последних ниже, чем на участках вне зон разломов. Вполне возможно, что охлаждение недр обусловлено здесь инфильтрующимися сверху водами, подобно прогреванию их восходящими потоками.

Эта гипотеза развивается и изложена здесь Е. В. Пиннекером. Однако ее поддерживают не все исследователи. Ряд ученых высказал те или иные критические замечания о ней, а некоторые и свои взгляды на формирование рассолов.

А. Е. Гуревич и др. (1972) считают неправильным предположение Е. В. Пиннекера о кайнозойском возрасте рассолов, так как им не учтены особенности накопления гелия в соленосных отложениях, дающие количество его ниже среднестатистического. Кроме того, они отмечают, что если принять

то число инфильтрационных водообменов, какое предполагает Е. В. Пиннекер в артезианских бассейнах Восточной Сибири, то это «...привело бы к растворению огромных масс соли в областях распространения соляных пород, примыкающих к зоне инфильтрационного питания. Геологическим следствием этого процесса должны быть обширные депрессии с опусканием надсолевых пород на десятки и сотни метров, контролируемые палеоконтурами соляных толщ и ограничиваемые сбросами и флексурами. В действительности надсолевые породы не испытывают подобного рода и подобного масштаба дислокаций» (стр. 123).

М. Г. Валяшко и др. («Геохимия и генезис...,» 1965) считают, что рассолы большей части соленосных и подсоленосных отложений Ангаро-Ленского бассейна имеют седиментационное происхождение, рассолы верхней части соленосных и надсолепосных отложений являются рассолами выщелачивания, а воды более высоких горизонтов имеют инфильтрационное происхождение. По мнению В. Ф. Дерпгольца (1972), соли и рассолы описываемого бассейна возникли в результате магматических процессов.

Западно-Сибирский артезианский бассейн, как отмечалось, имеет сложный тип вертикальной зональности. Для глубоких напорных вод бассейна характерны ее два типа. В краевой части внутренней области питания бассейна на расстоянии до 500 км и более от горного обрамления наблюдается прямая зональность в изменении химического состава подземных вод по глубине. В центральной части внутренней области питания отмечается уменьшение минерализации воды вниз по разрезу, а между этими областями, как указывает Б. П. Ставицкий («Гидрогеология СССР, т. XVI, Западно-Сибирская равнина», 1970), располагается переходная область, отличающаяся инверсией в составе вод и имеющая разную ширину в разных комплексах бассейна. Эти две области отличаются не только по общему химическому составу воды, но и по составу находящихся в них микрокомпонентов.

По данным того же исследователя, возраст подземных вод бассейна, формирующихся в зоне затрудненного и застойного режимов, датируется возрастом вмещающих отложений. На основании палеогидрогеологического анализа он пришел к выводу, что в отложениях центральной части бассейна от аптсеноманских до юрских распространены главным образом отжатые поровые растворы, представляющие собой измененные воды преимущественно древних морских бассейнов. Переходная зона вод повышенной минерализации каждого водоносного комплекса в первом приближении является границей вод двух генетических типов — инфильтрационного и седиментационного.

Таким образом, из изложенного следует, что солевой состав подземных вод центральной части бассейна сформировался главным образом под влиянием состава первично захороненных вод и поровых растворов, отжатых при уплотнении глин, минерализация которых была значительно ниже минерализации пластовых вод. Смешением этих двух типов различно минерализованных вод, по Ставицкому, и обусловливается пониженная минерализация подземных вод в центральной части бассейна. Резкие изменения в содержании натрия и кальция при достижении минерализации 18—20 г/л объясняются процессами катионного обмена на границе встречи вод морского генезиса с континентальными отложениями, в обменном комплексе которых содержится значительное количество кальция. Накопление хлоридов натрия и кальция в подземных водах бассейна связывается с минерализацией остаточных седиментационных вод морских бассейнов. Накоплению и сохранению этих вод способствовала постоянная тенденция бассейна к погружению, сопровождавшаяся формированием во внутренней части его мощных толщ песчано-глинистых образований.

В западной части бассейна на значительной площади в нижней части гидрохимического разреза распространены хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Характерно, что количество гидрокарбонат-иона в них возрастает с глубиной и по мере приближения к фундаменту. М. С. Гуревич (1968) объясняет формирование их восходящей миграцией по глубинным разломам и более мелким разрывным дислокациям углекислоты, обеспечивающей накопление на указанной площади гидрокарбонат-иона. Такой же точки зрения придерживаются Г. П. Пустовалова и Л. Г. Учителева (1968). Однако в отличие от М. С. Гуревича они выделяют здесь хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды регионального распространения, наблюдающиеся в юрских и меловых отложениях, формирование углекислоты в которых, по их мнению, происходит за счет преобразования органического вещества глинистых осадков, и локального распространения, приуроченные к глубоким частям разреза, формирование углекислоты в которых они связывают с поднятием ее по зонам региональных разломов. П. М. Кругликов (1964) допускает возможность понижения минерализации хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод юрских отложений северо-западной части бассейна за счет пресных вод, выделяющихся из рассеянного органического вещества в породах при его распаде.

Приведенные материалы показывают, что проблема формирования химического состава высокоминерализованных подземных вод зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов является весьма сложной. Поэтому не случайно, как уже отмечалось, гипотезы, предложенные для ее решения, вызывают большие споры и разногласия. Достаточно полный критический обзор этих гипотез сделан А. Е. Гуревичем и др. (1972). Поэтому мы на этом вопросе остановимся очень кратко.

Существующие гипотезы формирования химического состава глубоких вод разделены названными исследователями на три группы: ювенильные (эндотегенные [1]), инфильтрогенные и седиментогенные.

Пожалуй, наиболее ранней, «древней, как мир» (В. Ф. Дерпгольц), является гипотеза эндотегенного происхождения подземных вод вообще и рассолов, в частности, которая у нас особенно горячо поддерживается и развивается В. Ф. Дерпгольцем, Е. С. Гавриленко, В. А. Кротовой, А. А. Дзюбой и рядом других исследователей. Эта гипотеза допускает движение подземных растворов вместе с содержащимися в них газами и микрокомпонентами из мантии Земли под влиянием больших значений градиентов температуры, давления и концентрации, какие существуют в глубоких недрах, к меньшим, характерным для наружных ее геосфер. Этот процесс совершается главным образом под влиянием фильтрации, диффузии и значительно меньше с помощью флюации («вливания» воды в какую-либо емкость в породах) (Дерпгольц, 1971, стр. 133). Допускается, что поступление растворов из недр осуществляется главным образом по глубинным разломам, являющимся зонами повышенной проницаемости пород, к которым во многих районах земного шара приурочены выходы горячих ключей, парогидротерм, холодных углекислых вод и других проявлений, связанных с внутренними процессами, происходящими в недрах земли, а также при вулканических извержениях, сопровождающихся подъемом значительных количеств ювенильной воды и выбросами газообразных и твердых продуктов.

В связи с этой гипотезой В. Ф. Дерпгольц (Гавриленко, Дерпгольц, 1971) пишет: «Уже одни только энергетические градиенты исключают возможность

[1] Эндотегенные — процессы, сопровождающиеся привносом вещества из глубоких частей литосферы, в отличие от эндогенных, происходящих в ее глубоких частях (А. К. Болдырев, 1944 г.).

физического равновесия и только они одни должны приводить к миграции легколетучих и легкоплавких ингредиентов снизу вверх, т. е. от областей с высокой температурой и давлением в области с низкими температурами и давлением. Кроме того, в нижней части литосферы концентрация растворов более значительна, чем в верхней, и раствор с большей концентрацией будет передвигаться в сторону меньшей концентрации» (стр. 51).

Формируется вертикальная зональность химического состава глубоких подземных вод в изложении того же исследователя следующим образом: «При движении водного раствора под давлением снизу вверх... ионы натрия и количественно сильно подчиненного калия проявляют неодинаковую, а дифференциальную способность к продвижению через пористую перегородку по сравнению с ионами щелочноземельных металлов...

Натрий и калий опережают ионы кальция и магния по следующим причинам: фильтрационная способность ионов кальция при понижении температуры (в литосфере — снизу вверх) снижается в 3,5 раза против ионов натрия, а ионов магния — даже в семь раз; растворимость хлорно-кальциевых солей при снижении температуры падает в 2,7 раза быстрее, чем хлоридов натрия; с увеличением минерализации вязкость растворов хлористого кальция и магния нарастает быстрее, чем раствора хлористого натрия или, что то же, с падением минерализации вязкость растворов хлористого кальция и магния падает медленнее, чем хлористого натрия».

Не соглашаясь с этой гипотезой, А. Е. Гуревич и др. (1972) сделали следующие замечания: «...газы, растворенные в глубоких подземных водах, являются преобладающе углеводородными и азотно-углеводородными. Газы же, связанные с процессами магматизма, чаще всего характеризуются преобладанием углекислоты с примесью водорода, азота и микроколичеств других компонентов. Содержание углеводородов (как правило, метана), за исключением единичных случаев (Хибины), не превышает нескольких процентов.

В целом ...вывести состав рассолов артезианских бассейнов из постмагматических растворов невозможно. Все проявления вод, предположительно содержащих примесь постмагматических растворов, расположены главным образом вне пределов артезианских бассейнов, в подвижных областях (Тихоокеанский пояс, Кавказ и др.)» (стр. 130). На стр. 138 этого же труда читаем: «Таким образом, миграция в недра нефтегазоносных бассейнов глубинных флюидов в относительно тектонически активных локальных зонах не приводит к возникновению крепких хлоридных рассолов. Формируются лишь специфические щелочные воды с концентрацией чаще всего до 20—30, реже до 60—80 г/л и в отдельных случаях, при наличии в разрезе галогенных формаций — до 170 г/л».

Относительно изложенной В. Ф. Дерпгольцем схемы формирования вертикальной зональности химического состава глубоких подземных вод А. Е. Гуревич еще раньше (1969, стр. 72) заметил, что при падении температуры концентрация растворенных в воде солей должна расти вверх и, таким образом, препятствовать формированию нормальной (прямой) гидрохимической зональности и «обеспечивать существование направленного вниз (в сторону роста температур) потока молекул воды».

Крейг (Craig, 1963) на основании анализа изотопного состава воды термальных источников различных частей земного шара также показал, что вода всех этих источников и вода местных атмосферных осадков имеет один и тот же изотопный состав. Аналогичные результаты по тритию получены Теодорсоном (Theodorsson, 1967) и Бегеманом (Begemann, 1963) при изучении термальных вод соответственно в Исландии и США.

Таким образом, из сказанного следует, что с помощью эндогенной гипотезы невозможно объяснить ни формирование химического состава высокоминерализованных подземных вод глубоких частей артезианских бассейнов, ни формирование вертикальной зональности его.

Это, конечно, не дает оснований полностью отрицать возможность формирования элементарного состава подземных вод и самой воды за счет растворов, поступающих из глубоких частей земной коры при всякого рода магматических процессах. Однако значение этих поступлений сторонниками эндогенной гипотезы, как нам кажется, преувеличивается.

Сторонники инфильтрогенной гипотезы считают, что формируется химический состав подземных вод глубоких частей артезианских бассейнов за счет инфильтрации атмосферных осадков и последующего преобразования этих пресных вод в недрах земли в высокоминерализованные воды и рассолы под влиянием различных физико-химических процессов.

Среди описанных гипотез, связанных с диффузией растворенных солей, осмосом, отжимом погребенных вод в зонах градиентов концентрации, температуры, при перепаде давления (напора), а также гравитационная и ее разновидность — [illegible] подземного испарения, растворения соленосных отложений и др.

Строгий анализ этих гипотез, выполненный А. Е. Гуревичем и др. (1972), показал, что основные положения их недостаточно аргументированы с физической и физико-химической сторон, и связи с чем с помощью этих гипотез не могут быть объяснены особенности формирования химического состава глубоких подземных вод и закономерности их распределения по составу в артезианских бассейнах.

Значительная часть исследователей (Н. К. Игнатович, М. Г. Валяшко, [illegible] А. А. Карцев, Г. Н. Каменский, Е. В. Посохов, М. П. Толстой и др.) придерживается седиментационной гипотезы формирования химического состава глубоких подземных вод, связывающих его «...с процессами [illegible] и галогенеза, в частности, а также с последующим взаимодействием растворов с породами на разных стадиях преобразования [illegible] в разных гидрогеологических и термодинамических зонах земной коры» (Лайфер, 1965, стр. 62).

Концентрация солей в этих водах определяется соленостью вод бассейнов [illegible] состава вмещающих и водоупорных пород, палеогеографическими и [illegible] условиями.

[illegible] материала, наиболее интересно заметить, что участки [illegible] подземных вод приходятся, как правило, [illegible] областей [illegible] и на территории преимущественно [illegible] для [illegible] минерализованных вод [illegible] [illegible] и в артезианских [illegible] в результате [illegible] [illegible] о главных [illegible] формирования [illegible] [illegible] вод [illegible] [illegible] [illegible]

сов. С уплотнением осадка и постепенным превращением его в горную породу происходят существенные изменения в коллоидно-химических системах. Благодаря самопроизвольному старению коллоидов породы из активных превращаются на глубине в химически пассивные» (1963, стр. 262).

Большое влияние на преобразование седиментогенных вод оказывают органические вещества, которые по мере погружения осадков под воздействием роста температур и давлений сами испытывают большие изменения, в результате чего глубокие подземные воды обогащаются углекислотой, сероводородом, азотом, аммиаком, метаном и другими газами, а также биогенными бромом, иодом и другими микрокомпонентами. Органическими веществами определяется протекание в недрах окислительно-восстановительных реакций, при которых происходит обессульфачивание глубоких вод и насыщение их в большинстве случаев углекислотой и гидрокарбонатами. Процессы метаморфизации седиментогенных вод сопровождаются также растворением и замещением одних минералов и появлением новых.

А. Е. Гуревич и др. (1972) указывают, что основное преобразование седиментогенных растворов в осадочных толщах идет либо по гидрокарбонатно-натриевому, либо по хлоридно-кальциевому пути в зависимости от соотношения поступающих в раствор количеств кальция (взамен магния) и гидрокарбоната натрия, а также минерализации и состава первичных седиментогенных вод.

Однако и эта гипотеза встречает ряд существенных возражений некоторых исследователей. В частности, с позиций этой гипотезы остается неясным, как из седиментогенных вод с минерализацией, соответствующей минерализации морской воды, образуются глубокие подземные воды с минерализацией, значительно выше указанной, при отсутствии в недрах галогенных формаций; как объяснить появление подобных вод в континентальных терригенных отложениях, наблюдающихся во многих районах и на территории Советского Союза и в зарубежных странах; под влиянием каких процессов минерализация подземных вод увеличивается с глубиной; недостаточно ясен процесс отжатия седиментогенных вод из глин в пески, наполненные водой, имеющей высокое пластовое давление. В. Ф. Дерпгольц (1971) еще указывает на невозможность сохранения отжатых вод в водовмещающих коллекторах сотни миллионов лет, учитывая «...высокую подвижность всей толщи литосферы, рассеченной глубинными и другими разломами» (стр. 208).

Таким образом, состояние разработки проблемы формирования химического состава подземных вод на сегодня таково, что ни одна из рассмотренных гипотез не в состоянии положительно ответить на все поставленные вопросы и эта проблема нуждается в дальнейшей разработке. Вместе с тем нельзя не отметить, что подавляющее число указанных гипотез, кроме ювенильной, касается лишь формирования химического состава глубоких подземных вод внутренних областей питания артезианских бассейнов. А между тем обобщение материалов по подземным водам различных материков показывает, что подобные воды с характерной для них зональностью распространены не только в указанных структурах, но и, например, в пределах щитов, сложенных такими «чуждыми» для этих вод породами, как гнейсы, мигматиты, граниты.

Так, по данным В. Ф. Дерпгольца (1966; Гаврилейко, Дерпгольц, 1971), хлоридные высокоминерализованные воды и рассолы установлены в метаморфических и интрузивных породах на территории Финляндии, в ряде пунктов Канадского щита, в гранодиоритах Невады, в гранитах Колорадо, Марокко, Японии, Танганьики. В нашей стране они известны на площади Украинского кристаллического массива, в кристаллических породах Балтийского и Алданского

Таблица 58

Глубина, м	Местонахождение и номер скважины	Формула химического состава
120	Барышево, 2	$M1{,}436Br2\frac{Cl77SO_4 13HCO_3 10}{(Na+K)88Ca7Mg5}$
157,5	Михалево, 7	$M15{,}606Br42\frac{Cl100}{(Na+K)65Ca32Mg3}$
583	Сертолово, 3	$M41{,}478Br56\frac{Cl100}{(Na+K)53Ca32Mg15}$
700	Медное озеро, 1	$M93{,}686Br31\frac{Cl100}{Ca65(Na+K)30Mg5}$
735	Песочное, 2	$M137{,}753Br781\frac{Cl99{,}5}{(Na+K)93Ca6Mg1}$

щитов, в эффузивных и интрузивных породах, слагающих невысокие хребты Восточного Забайкалья и Восточной Монголии, в Уральском хребте и в ряде других районов. Вот как, например, представляется вертикальная зональность химического состава подземных вод в гнейсах, мигматитах и гранитах Балтийского щита (табл. 58, по Грейсеру, Козлову и Павлову, 1970).

Как видно из табл. 58, эти воды и рассолы имеют хлоридный натриевый, натриево-кальциевый и кальциево-натриевый состав, минерализация их с глубиной закономерно увеличивается. Еще более высокой минерализацией обладают рассолы Криворожского железорудного бассейна, сложенного древнейшими метаморфическими толщами докембрийского возраста. Бассейн от протерозоя до палеогена находился на территории суши и лишь в кайнозое покрывался морем. Лагуны или соленые озера в пределах выходов пород железорудной свиты бассейна отсутствовали (Ярцев, 1968).

Формирование химического состава этих вод можно объяснить с помощью эндогенной гипотезы, однако Е. А. Грейсер и др. (1970) считают, что воды, вскрытые в пределах Балтийского щита, являются реликтами более древних эпох, сохранившимися на гидродинамически изолированных участках. Н. А. Ярцев (1968) отрицает подобное происхождение криворожских рассолов.

Очевидно, можно сделать вывод, что высокоминерализованные хлоридные натриевые и кальциевые воды и промежуточные их типы имеют общепланетарное распространение. Они образуют нижнюю зону подземной гидросферы переменной мощности в разрезе и прерывистой в плане. Поверх этой зоны, как бы плавая на ней, располагаются пресные подземные воды, составляющие толщу, также не одинаковую по мощности в разных районах и прерывистую по латерали. Исходя из этого, мы, по-видимому, можем с достаточным основанием полагать, что расслоение подземной гидросферы по плотности как составной части вещества Земли должно подчиняться тому же закону, который лежит в основе его дифференциации.

Как известно, эта дифференциация осуществляется под влиянием поля силы тяжести Земли и выражается в расслоении атмосферы, земной коры в целом и более мелких ее элементов.

Действительно, как отмечает В. Красовский (1967), в нижних слоях атмосферы преобладают относительно тяжелые молекулярные газы — кисло-

род, азот, углекислота, водяные пары и др. На высоте около 100 км появляется атомарный кислород, который в два раза легче молекулярного, на высоте 200 км — атомарный азот, а еще выше уже преобладают гелий и особенно водород.

Породы в пределах земного шара также располагаются в соответствии с их плотностью. По В. В. Белоусову (1963), средняя плотность пород земной коры равна 2,7. Под земной корой сразу же ниже раздела Мохо (в среднем 35 км, под горами до 50—70 км) плотность пород достигает 3,3, далее в мантии Земли, простирающейся вглубь на 2900 км, плотность вещества возрастает еще больше и в среднем для земного шара составляет 5,5.

О. А. Алекин (1966) отмечает огромную массу воды Мирового океана по сравнению с другими водными объектами Земли, ее однородный по глубине состав и плотность и объясняет это наличием водообмена между отдельными частями океана, осуществляемого сложной системой вертикальных и горизонтальных перемещений водных масс, создающих хорошее перемешивание. Однако, как указывает Л. Зенкевич (1967), в придонных слоях некоторых морей и океанов доля более тяжелых солевых компонентов обычно возрастает. Примером является впадина Красного моря, в придонной части которого установлены воды с весьма высокой минерализацией, обусловленной, по-видимому, вертикальной дифференциацией вещества воды по плотности. Аналогичные данные, хотя менее характерные в связи с возможным влиянием речных вод, приводит В. Ф. Дерпгольц (Гавриленко, Дерпгольц, 1971) по Балтийскому морю, в котором, несмотря на небольшую глубину его (максимум 469 м), минерализация воды между о. Готланд и г. Вентспилсом на поверхности составляет 6,5 г/л, на глубине 180 м — 12 г/л. В Черном море, по К. В. Филатову (1956), минерализация воды у поверхности составляет 17,59 г/л, на глубине 2500 м — 23,5 г/л. На поверхности Мертвого моря минерализация воды равна 294,4 г/л, а на глубине 310 м — 336,14 г/л. Количество подобных примеров можно было бы увеличить, но и приведенные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что там, где имеются соответствующие условия, силы гравитации проявляют себя.

Как уже отмечалось, Филатов широко использовал в своих исследованиях характерное для Земли явление гравитации применительно к подземным водам. Он выдвинул специальную гипотезу, получившую название гипотезы гравитационного формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. Сущность ее общеизвестна и нет необходимости останавливаться на ней. Эта гипотеза неоднократно подвергалась критике, иногда недостаточно объективной (Самойлов, Соколов, 1957; Огильви, 1958; Овчинников, Мавринский, 1960; Зайцев, 1968; Крюков, 1971). Положительно к идее, развиваемой К. В. Филатовым, отнеслись К. Б. Аширов (1971), С. И. Смирнов (1968) и др.

К. Б. Аширов, признавая первопричиной формирования вертикальной зональности химического состава подземных вод гравитационное поле Земли, связывает перемещение солевых компонентов пластовых вод по глубине с уплотнением горных пород. С. И. Смирнов, указывая на малое влияние поля силы тяжести Земли на увеличение солености воды с глубиной, тем не менее считает, что с учетом геологического времени оно «...может обусловить некоторую дифференциацию минерального вещества по молекулярному весу» (стр. 120).

В. Ф. Дерпгольц (Гавриленко, Дерпгольц, 1971) отмечает, что из глубоких недр Земли к наружным геосферам растворы движутся под влиянием градиентов температуры, давления и концентрации, но в зоне гипергенеза (на средних глубинах около 5 км) возможно их круговое движение. По его мнению, это

происходит в связи с резким увеличением здесь проницаемости пород, ослаблением влияния генерируемой на глубине энергии и, как следствие, усилением влияния гравитационного момента. На больших глубинах из-за мелкопористости среды и более эффективного действия указанных сил гравитационное перераспределение растворов крайне затруднено (Дерпгольц, 1971).

А. А. Кадик (1968), рассматривая возможную роль гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии, пишет: «...как известно, энергия массы, находящейся в поле тяготения, зависит не только от ее внутренней природы и состояния, но также и от положения в пространстве. В случае растворов стремление системы прийти в равновесие с гравитационным полем должно приводить к дифференциации их гомогенного вещества. Это позволяет считать силу тяготения одной из возможных причин дифференциации» (стр. 20).

Л. С. Балашов (Балашов и др., 1968), анализируя распределение катионов и анионов в океанической воде и в подземных водах осадочной оболочки пришел к выводу, что «...вещество в вертикальном разрезе гидросферы распределено главным образом под влиянием гравитации» (стр. 41). Он допускает раздельное перемещение ионов в вертикальном разрезе и выделяет три рода перемещения их в столбе раствора под влиянием силы тяжести: сквозное опускание, повисание на уровнях компенсации и всплывание, которые в конечном итоге и приводят к формированию хлоридных кальциевых рассолов со всеми их специфическими особенностями.

А. А. Карцев (1972) также отмечает, что «...влияние процессов гравитационного расслоения растворов на формирование ионно-солевого состава подземных вод нельзя упускать из вида» (стр. 63).

Число подобных высказываний в пользу признания гравитационной гипотезы можно несколько увеличить.

Таким образом, учитывая планетарный характер вертикальной зональности в изменении минерализации и химического состава подземных вод, на современном уровне развития гидрогеологической науки мы не видим другой гипотезы, которая удовлетворительно бы объясняла ее, кроме гипотезы гравитационной дифференциации и в связи с этим не можем не согласиться с К. В. Филатовым (1968), считающим, что «...вертикальная зональность подземных вод является частным случаем выражения планетарного закона распределения материи в пространстве» (стр. 96).

Однако механизм гравитационного расслоения компонентов солевого состава подземных вод еще недостаточно ясен, вызывает большие споры и нуждается в дальнейшем изучении. Вместе с тем гравитационной дифференциацией можно объяснить такое широко распространенное явление, как несоответствие солевого состава подземных вод составу водовмещающих пород, наличие высокоминерализованных вод и рассолов и зональность их во всех по возрасту и генезису породах (морских, континентальных, лагунных, интрузивных, эффузивных), а не только в морских, как это долгое время считалось, что с позиций некоторых других гипотез объяснить невозможно.

Наблюдаемые отклонения от прямой зональности в изменении минерализации и химического состава подземных вод в некоторых артезианских бассейнах или в разных частях одного и того же бассейна объясняются, по-видимому, более высоким потенциалом других видов энергии (термической, химической, механической) по сравнению с гравитационным полем Земли на участках, где установлены эти отклонения, а также историей их геологического и гидрогеологического развития.

В заключение на значении этого фактора в формировании зональности химического состава подземных вод мы и остановимся. Этот вопрос уже освещался нами на примере артезианских бассейнов Центрально-Азиатского гидрогеологического района (Маринов, 1970). Поэтому здесь остановимся очень кратко на нем.

Образование артезианских бассейнов Центральной Азии происходило в течение длительного геологического времени. Согласно В. М. Синицыну (1962), наиболее ранние прогибы в предгорьях Тяньшаня, Куньлуня и Наньшаня, выполненные отложениями триаса и более поздними осадками мезозоя и кайнозоя, заложились в самом конце палеозоя или в начале мезозоя. Артезианские бассейны восточной части Центральной Азии, области накопления и внутреннего питания которых сложены меловыми и кайнозойскими отложениями, начали формироваться в конце юры или в самом начале нижнего мела. Отличительной особенностью состава этих осадков является преобладающее развитие в них красноцветных континентальных отложений, характеризующихся вкрапленностью карбонатных солей и гипса, а местами и наличием залежей известняков, гипса и других солей, указывающих на былую значительную соленость вод бассейнов осадконакопления. Морской режим возникал здесь два раза — в меловое время и в палеогене, причем только в западной части Таримского бассейна, куда море вторгалось с территории современного Таджикистана, а на остальной площади и в это время продолжали существовать континентальные условия осадконакопления. Климат эпохи формирования бассейнов был преимущественно жарким, периоды относительного увлажнения были нечастыми, но иногда достаточно продолжительными. Таким образом, внутренние области питания и накопления подземных вод описываемых бассейнов представляют собой участки длительного прогибания, происходившего на фоне общего сводового поднятия земной коры. Осадконакопление в них совершалось при непрерывных колебательных движениях, сопровождавшихся образованием разломов, активной вулканической деятельностью, а в отдельные эпохи и внедрением интрузивных тел. Благодаря индивидуальным особенностям развития артезианских бассейнов и различной продолжительности этого развития в каждом из них сформировалась своя собственная вертикальная зональность химического состава подземных вод, одинаковая или близкая по конечным типам, но различная по степени минерализации воды, мощности отдельных гидрохимических зон, составу и количеству микрокомпонентов, органических веществ и газов в подземных водах.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Разрывные дислокации являются характерными геологическими структурами Азиатского материка и пользуются на его территории широким распространением, особенно в горно-складчатых областях. Сопровождаясь участками повышенной трещиноватости пород, обладая обычно большой линейной протяженностью и проникая на значительную глубину, разрывные дислокации имеют громадное значение в формировании подземных вод всех регионов земного шара. В литературе это значение их подчеркивают почти все исследователи — от самых ранних описаний подземных вод и учебных пособий по геологии и гидрогеологии и кончая современными.

Каково же действительно значение этих интереснейших геологических структур в гидрогеологии тех или иных регионов и что они представляют собой в гидрогеологическом отношении?

В данном случае нас интересуют, естественно, не те глубинные разломы, которые характеризуются длительностью и унаследованностью развития, большим протяжением и глубиной заложения, контролирующие проявление и размещение магматических пород и рудных месторождений, типов осадочных пород и их мощностей, т. е. создающие «макротрещиноватость» земной коры («Справочник по тектонической терминологии», 1970), а более мелкие тектонические нарушения, в которых может скапливаться или перемещаться капельно-жидкая подземная вода. В геологической науке не имеется единого мнения о мощности зоны, в которой скапливается такая вода, но условно большинство исследователей считают, что она составляет 5—7 км. Предполагается, что ниже указанной глубины вода находится в парообразном состоянии, температура и давление ее в этой зоне парогидротерм выше критических.

Очевидно, разрывные дислокации земной коры, в которых могут формироваться капельно-жидкие подземные воды, следует рассматривать как природные линейные гидрогеологические структуры, обладающие, как правило, значительной протяженностью при относительно небольшой ширине (до первых километров). В пределах этих структур породы раздроблены и обладают повышенной трещиноватостью, проникающей обычно значительно ниже зоны экзогенной трещиноватости. Однако не все разрывные дислокации равноценны в отношении возможностей скопления подземных вод. Например, дислокации типа надвигов, покровов, шарьяжей, чешуй, связанные со складчатыми процессами, менее благоприятны для этого, чем разрывные дислокации, вызванные вертикальными перемещениями отдельных блоков земной коры.

Морфология и ширина зон разрывных дислокаций чрезвычайно изменчивы и зависят от многих факторов, среди которых важное значение имеют состав и условия залегания пород, подвергшихся этим дислокациям, характер рельефа местности, по которым они проходят, и др. При прочих равных условиях в породах плотных, консолидированных разрывные дислокации проникают на более значительную глубину и ширина образующихся зон повышенной трещиноватости в них больше, чем в пластичных или полупластичных породах. Однако она меняется как по глубине, так и по простиранию. На отдельных участках зоны разрывных дислокаций могут выклиниваться, а затем появляться вновь, расширяясь до значительных размеров. Все это, естественно, накладывает определенный отпечаток на степень водоносности пород и характер ее проявления на поверхности земли.

Вследствие повышенной трещиноватости и раздробленности водовмещающие породы описываемых гидрогеологических структур характеризуются, как правило, высокими фильтрационными свойствами и дебитами водопунктов, значительно превышающими (иногда в десятки и сотни раз) средние дебиты водопунктов, получающих питание из пород, не затронутых разрывными дислокациями, даже если эти дислокации являются локальными. Например, родники, находящиеся в зоне регионального разлома, проходящей в кайнозойских эффузивах Северо-Анатолийского артезианского бассейна близ г. Кайсери, имеют дебиты 50—400 л/с при среднем дебите родников, выходящих из базальтов вне зон разломов, 1—2 л/с и менее. В Ирано-Афганском районе близ г. Нушки дебит группы родников, выходящих из зоны разлома, секущей мезокайнозойские глинистые сланцы и песчаники, около 450 л/с. Дебиты родников, располагающихся в зоне разлома, проходящей у северо-восточного подножия

вулканической горы Тефтан в том же районе, достигают 1700 л/с. Высокими дебитами в зонах разрывных дислокаций отличаются также буровые скважины и даже неглубокие шахтные колодцы. Подобных примеров множество.

Участки пересечения разрывных дислокаций, обычно называемые структурными перекрестками, имеют такое же большое значение для скопления ресурсов подземных вод, как и для формирования рудных месторождений. К подобным структурным перекресткам бывают приурочены выходы подземных вод с дебитами до нескольких десятков и тысяч литров воды в секунду (Тимптонские родники с дебитом до 6 м³/с в Чульманском артезианском бассейне Восточно-Сибирского гидрогеологического района).

В зонах разрывных дислокаций подземная вода встречается на самой различной глубине, определяемой рельефом местности, условиями питания структур, мощностью многолетнемерзлых пород в области развития последних, элементами залегания разломов и другими природными факторами. Если зоны разломов проходят в основании уступов гор, обрамляющих межгорные впадины, вода в этих зонах вскрывается обычно на небольшой глубине от поверхности земли. При вертикальном падении зон разломов она может иметь свободную поверхность, при наклонном падении и высоком положении областей питания становится напорной, причем пьезометрический уровень при вскрытии воды скважинами часто устанавливается значительно выше их устьев.

Питание подземных вод зон тектонических нарушений осуществляется несколькими путями: за счет атмосферных осадков, вод поверхностных водотоков и подтока воды со стороны водоносных комплексов и горизонтов, через водовмещающие породы которых проходят эти нарушения. Доля участия каждого из названных источников питания неодинакова. Вследствие относительно небольшой ширины разрывных гидрогеологических структур атмосферные осадки, по-видимому, не играют существенной роли в питании подземных вод. Гораздо большее значение здесь имеют воды поверхностных водотоков, особенно когда плановый рисунок их совпадает с плановым рисунком зон разломов или когда последние пересекают речные системы. В подобной природной обстановке, очевидно, воды постоянно поступают в зоны разрывных дислокаций. Постоянным режимом питания характеризуются эти зоны и в случаях, когда они секут водовмещающие породы стратиграфических комплексов. В этих условиях, вероятно, следует различать несколько вариантов поступления подземных вод в зоны разломов: двустороннее, когда обе стенки их сложены водоносными породами; одностороннее, когда одна из стенок сложена водоупорными породами, а другая — водоносными и со стороны ее поступает вода; донное, когда обе стенки зоны сложены водонепроницаемыми породами и вода поступает снизу, как правило, из напорных водоносных горизонтов, для которых разломы служат областями разгрузки.

По степени обеспеченности питанием описываемые линейные гидрогеологические структуры можно разделить на высокообеспеченные, частично обеспеченные, временно обеспеченные.

К первой группе относятся структуры, связанные с речными долинами или глубоко залегающими напорными водоносными горизонтами, обеспечивающими постоянное питание их. Обычно эти структуры характеризуются высокой водоносностью, водоотбор из них не влияет на дебиты водопунктов.

Группу частично обеспеченных питанием составляют структуры, в пределах которых приток воды меньше, чем отбор. В связи с этим в подобных структурах при отборе воды наблюдается сработка уровней подземных вод и развитие

обширных депрессионных воронок. Примеры такого рода явлений для восточного склона Урала приведены Н. Д. Булаповым (1964).

К временно обеспеченным питанием относятся структуры, вмещающие некоторые запасы подземных вод. При вскрытии подобных структур горными выработками притоки воды в них мгновенно возрастают, иногда до катастрофических размеров, но после непродолжительной усиленной откачки постепенно падают вплоть до полного прекращения. Такие явления наблюдались при строительстве шахт и рудников в ряде районов описываемой территории.

Наконец, часто зоны разрывных дислокаций вообще лишены подземных вод. Безводные зоны могут встречаться как в скальных породах, если они сильно перетерты и сопровождаются жильными глинками, и особенно в слабометаморфизованных и пластичных осадочных породах.

Разгрузка подземных вод зон разрывных дислокаций чаще всего осуществляется с помощью родников, обычно располагающихся линейно и своим пространственным положением намечающих эти зоны. Однако иногда она происходит скрытно в перекрывающие разлом осадочные водоносные породы или субаквально. Если по разломам разгружаются термальные или высокоминерализованные подземные воды нижележащих водоносных горизонтов, места разгрузки их фиксируются термальными и гидрохимическими аномалиями. Таким образом, описываемые линейные гидрогеологические структуры служат не только вместилищами значительных ресурсов подземных вод, но часто и транзитными путями, по которым происходят разгрузка и питание пересекаемых ими водоносных горизонтов и комплексов. В случае поступления через разрывные нарушения в глубоко залегающие водоносные горизонты артезианских бассейнов пресных вод в них наблюдаются явления гидрохимической инверсии.

Подземные воды зон разрывных дислокаций, как уже неоднократно отмечалось, характеризуются более высокой минерализацией и иногда несколько иным составом по сравнению с подземными водами окружающих пород, что объясняется значительной раздробленностью и перетертостью последних в указанных зонах и вследствие этого большей поверхностью их соприкосновения с подземными водами, лучшей растворяемостью и выщелачиваемостью.

Зоны разрывных дислокаций часто сопровождаются участками рудной минерализации, среди которых наиболее распространены проявления меди, свинца, цинка, олова, вольфрама, фтора, урана и некоторых других элементов. Это находит отражение и в химическом составе подземных вод, содержащих в местах рудопроявлений повышенные количества соответствующих элементов.

В случаях постепенного затухания зон разрывных дислокаций подземные воды их обнаруживают вертикальную зональность в изменении химического состава и минерализации. Она выражается в закономерном увеличении последней с глубиной и в переходе гидрокарбонатных кальциевых или натриевых вод, формирующихся в зоне активного водообмена, в хлоридные натриевые в зоне затрудненного водообмена. Пример подобной зональности приводился при описании Западно-Сибирского артезианского бассейна. Здесь мы укажем на такое же явление, наблюдавшееся Б. Н. Мариновым (1969) в Восточном Забайкалье в пределах Тулукуевского тектонического блока и Г. И. Климовым (1972) в кристаллических породах Алданского щита.

В первом районе, сложенном верхнеюрскими эффузивами, минерализация воды до глубины 400 м возрастает от 0,1 до 1,65 г/л, гидрокарбонатный состав ее при этом преобразуется на хлоридный натриевый. Проявления вертикальной зональности в изменении состава воды метаморфических и изверженных пород архея Алданского щита хорошо иллюстрируются данными табл. 59, составлен-

ной для разрывных дислокаций Эльконского горста (северная часть щита). Скважина 27/64 пройдена в долине р. Куранг в трещиноватых гранитизированных гнейсах. Формула химического состава воды ее

$$M11{,}69\,\frac{Cl77SO_422}{Na59Ca29Mg12}.$$

Г. И. Климов на основании измерения величины Eh отмечает, что эти воды находятся в восстановительных или близких к ним условиях значительно ниже местного базиса эрозии. Он указывает также, что проявления подобных вод, приуроченные к глубинным зонам тектонических нарушений, установлены во многих других частях щита, нередко удаленных друг от друга на сотни километров.

Если разрывные дислокации выполняют роль транзитных путей, через которые разгружаются нижележащие водоносные горизонты и комплексы, вертикальная зональность в изменении минерализации и химического состава подземных вод в таких структурах, по-видимому, отсутствует и состав этих вод соответствует составу разгружающихся вод, если при восходящем движении они не смешиваются с водами вышележащих горизонтов и комплексов. В качестве примера, убедительно иллюстрирующего это положение, можно сослаться на приведенные выше данные А. А. Дзюбы по Марковскому району Сибирской платформы. Здесь вне зон разломов наблюдается нормальный профиль изменения химического состава подземных вод с глубиной, в зонах же разломов подобное явление не отмечается, так как они на всю глубину насыщены восходящими и однородными по составу рассолами нижележащих водоносных горизонтов, разгружающихся через них.

Таблица 59

Скважина	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, г/л	Преобладающие ионы
9-Г	55	0,1	HCO_3 — Ca
11-Г	50	0,1	HCO_3 — Ca
20-Г	128	1,0	SO_4 — Ca
12-Г	127	0,9	SO_4 — Ca
250/64	190	2,0	SO_4(Cl) — Ca(Na)
15-Г	195	2,1	SO_4(Cl) — Ca(Na)
8/65	350	4,1	SO_4(Cl) — Ca(Na)
27/64	892	11,7	Cl — Na

Подземные воды разрывных дислокаций характеризуются также температурной зональностью, заключающейся в постепенном увеличении ее по мере возрастания глубины залегания подземных вод в разломах.

Одним из первых это явление установил Штейер (Принц и Кампе, 1937), наблюдавший за температурой воды, вскрытой в зоне разлома, проходящей по контакту кварцитов и глинистых сланцев нижнего девона с трещиноватыми известняками среднего девона на курорте Наугейм в ФРГ. Здесь на глубине 159,2 м температура воды составляла 32,5° С, а на глубине 177,6 м — 37,6° С, т. е. в интервале всего лишь 16,4 м поднялась на 5,1° С.

На аномально высокие температуры подземных вод и пониженную геотермическую ступень в зонах разрывных дислокаций указывают также Л. М. Зорькин (1969) для пород фундамента Западно-Сибирского артезианского бассейна и С. В. Лысак (1968) для некоторых межгорных впадин Прибайкалья. По данным последней, в Тункинской впадине этого района геотермическая ступень до глубины 500 м составляла 23 м/°С, а ниже уменьшилась до 19 м/°С. Там же в одной из скважин на глубине около 1000 м на поверхности фундамента в зоне разлома была зафиксирована температура 52,8° С, а вне зоны разлома такая же

температура на поверхности фундамента была отмечена лишь на глубине 2000 м от поверхности земли. В Селенгинской впадине в зоне тектонических нарушений Истокского поднятия на глубине 2500 м температура воды достигает 90° С, а на глубине 2000 м от поверхности вне зоны разлома составляет 60° С. В зоне Внутриконтинентального глубинного разлома, по данным В. В. Колодия и А. В. Кудельского (1972), геотермический градиент достигает 7—9°/100 м, т. е. выше, чем в прибайкальских впадинах.

Наконец, для подземных вод разрывных дислокаций характерна и газовая зональность. В зоне активного водообмена подземные воды их насыщены газами воздушного происхождения, в зоне затрудненного водообмена в них, вероятно, господствует восстановительная обстановка. В составе газов этой зоны, как показали работы на восточном склоне Урала (Буданов, 1964), распространены водород и углеводороды.

На территории Азиатского материка с зонами разрывных дислокаций связаны многочисленные проявления минеральных подземных вод. Эта связь настолько очевидна и описаны они столь многократно, что еще раз останавливаться на их особенностях здесь нет необходимости. Отметим лишь, что выходы минеральных вод приурочены как к согласным со складчатостью, так и к диагональным, поперечным и «скрытым разломам фундамента».

Среди них установлены холодные углекислые гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриево-магниевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды; азотные термальные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, часто с сероводородом; холодные радоновые и другие многочисленные типы минеральных вод. Минерализация их чаще всего от 0,2—1 г/л и лишь в холодных углекислых водах зон разломов в осадочных породах иногда достигает 10—15 г/л и более. Термальные минеральные воды, поднимающиеся с глубины 2—3 км, связаны преимущественно с разрывными дислокациями новейшего этапа тектонического развития земной коры, холодные углекислые и радоновые — с разломами более раннего этапа ее развития.

Такова краткая общая характеристика формирования подземных вод в гидрогеологических структурах, связанных с зонами разрывных дислокаций (региональных и локальных). Она убедительно показывает, какую важную роль в общем процессе формирования подземных вод земной коры выполняют эти структуры. Они являются областями питания артезианских вод и в то же время через них происходит разгрузка глубоко залегающих водоносных горизонтов и комплексов артезианских бассейнов, устанавливается гидравлическая связь между ними и т. д. Вместе с тем подземные воды разрывных дислокаций, несмотря на линейность этих структур и относительно небольшую ширину, имеют много общего с подземными водами артезианских бассейнов. Для них, как и для последних, характерно наличие вертикальной зональности в изменении минерализации и химического состава, завершающееся формированием на глубине хлоридных натриевых вод, независимо от состава водовмещающих пород; наличие зональности в изменении их температуры и газового состава и т. д. Некоторые из этих особенностей подземных вод в описываемых структурах проявляются более контрастно по сравнению с подземными водами артезианских бассейнов, например термическая зональность, компактная в разрывных структурах и более растянутая в артезианских. Водоносность пород, находящихся в зонах разрывных дислокаций, также более высокая, чем пород, не затронутых этими дислокациями. То же можно сказать и о минерализации подземных вод. К зонам разрывных дислокаций очень часто бывают приуро-

чены концентрированные выходы последних с дебитами в десятки, сотни и тысячи литров в секунду.

Заканчивая рассмотрение особенностей формирования подземных вод в зонах разрывных дислокаций, отметим, что выявленные закономерности их распространения в этих зонах, изменения химического, газового состава и температуры имеют не только теоретическое, но и большое практическое значение. Однако нельзя не заметить, что этим водам уделяется еще недостаточно внимания и в целом они изучены слабо. Например, совершенно не изучена горизонтальная зональность в изменении минерализации и состава воды, по-видимому имеющая место; слабо изучаются газовый состав и температура воды и изменение их с глубиной, динамика ее и т. д. Изложенные особенности этих вод и наметившиеся закономерности удалось впервые выявить лишь благодаря обобщению, хотя и разрозненного, но относительно большого фактического материала по подземным водам обширной территории Азиатского материка.

ФОРМИРОВАНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проблема формирования естественных ресурсов пресных подземных вод и установление закономерностей их распространения в недрах земной коры имеет большое теоретическое и практическое значение. На площади любого ее участка эти воды формируются главным образом в зоне активного водообмена артезианских бассейнов в зависимости от климата (количества и режима выпадения осадков, эвапотранспирации и других факторов), рельефа (характера и глубины его расчленения, густоты гидрографической сети и т. д.) и геологического строения (состава пород, их трещиноватости и пористости, тектоники и т. д.).

Азиатский материк, как неоднократно отмечалось, характеризуется чрезвычайным разнообразием физико-географических условий и очень сложным геолого-тектоническим строением, определяющими весьма неравномерное распределение естественных ресурсов подземных вод, пестроту их состава и минерализации, значительные различия режима в разных регионах материка и т. д.

Естественные ресурсы пресных подземных вод территории Азии, особенно зарубежной части ее, изучены слабо. Поэтому мы вынуждены ограничиться лишь качественной характеристикой их формирования и изложением общих закономерностей распространения, выявленных в результате анализа подавляющей части опубликованного и доступного архивного материала.

Одна из первых попыток оценки увлажненности территорий принадлежит П. П. Семенову-Тяньшанскому, который пользовался для этого соотношением суммы годовых осадков и испаряемости. На этом же принципе было основано разделение территории СССР по увлажненности, выполненное А. Н. Костяковым (1933) и коллективом ученых под руководством С. Г. Струмилина (1947), а по территории Зарубежной Азии — В. Т. Зайчиковым (1969).

Пользуясь идеями этих исследователей и учитывая слабую изученность ресурсов пресных подземных вод материка, нами для предварительных выводов об обеспеченности его этими ресурсами, закономерностях их формирования и распространения введено понятие относительной водообеспеченности территорий.

Выделяются три группы последних: высоко-, достаточно и слабоводообеспеченные. Водообеспеченность считается высокой, если количество выпадающих на той или иной территории осадков в 2 раза и более превышает количество

подземных вод, расходуемых на эвапотранспирацию; достаточной, если эти количества примерно равны, и слабой, если количество подземных вод, расходуемых на эвапотранспирацию, значительно превышает количество выпадающих осадков (Маринов и др., 1972). Однако при этой оценке помимо указанных соотношений учитываются и другие природные особенности территорий, влияющие на их водообеспеченность.

Общая характеристика условий формирования и распространения пресных подземных вод, а также относительная водообеспеченность ими отдельных гидрогеологических областей Азиатского материка представляется следующей.

А. *Гидрогеологическая область бассейна стока Северного Ледовитого океана* занимает около $^1/_4$ площади материка. В настоящее время в ее пределах выделяются пять крупных гидрогеологических районов, включающих 28 артезианских бассейнов. Характерной особенностью области является практически повсеместное, за исключением юго-западной части, распространение толщи многолетнемерзлых пород, в значительной степени определяющей условия формирования и распределения естественных ресурсов пресных подземных вод. Мерзлые породы существенно сокращают площадь питания артезианских бассейнов, затрудняют инфильтрацию атмосферных осадков, ухудшают условия водообмена и переводят значительную часть ресурсов пресных подземных вод из жидкой фазы в твердую.

В пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна естественные ресурсы пресных вод, выраженные модулями подземного стока, колеблются от 0,5—4 л·с·км^2 в зоне избыточного и умеренного увлажнения до 0,1—0,5 л·с·км^2 в зоне недостаточного увлажнения, охватывающей южную часть бассейна. Такие же низкие значения модуля подземного стока (до 0,6 л/с·км^2) наблюдаются в полярной и приполярной зонах сплошного распространения толщи многолетнемерзлых пород. Общие естественные ресурсы пресных подземных вод бассейна превышают 4000 м^3/с («Подземный сток...», 1966). Весьма значительными ресурсами этих вод располагают Зайсанский и Кузнецкий бассейны, находящиеся вне зоны распространения толщи многолетнемерзлых пород.

Примерно такими же ресурсами, как Западно-Сибирский бассейн, обладает Восточно-Сибирский гидрогеологический район. По площади последнего они также распределены неравномерно. Эксплуатационные ресурсы пресных вод некоторых артезианских бассейнов района следующие (в м^3/с): Минусинского 3,5; Тунгусского 1,38; Тункинского 3,3 (данные В. А. Шуб и Е. Е. Кузьмина); южной части Ангаро-Ленского около 200, 107 из них приходятся на водоносный горизонт ордовика.

Ресурсы пресных вод артезианских бассейнов Центральной Якутии изучены недостаточно. Наиболее перспективными в отношении выявления значительных ресурсов пресных вод в описываемом районе являются, кроме того, Тунгусский, Верхне-Чарский и Чульманский бассейны. Артезианские бассейны северной части района обладают в целом ограниченными ресурсами пресных вод из-за глубокой промерзлости пород (до 400 м и более) и дренирования их реками (Общие..., 1967). М. Н. Коляда (1966), отмечая, что количественно оценить ресурсы пресных подземных вод этой территории пока невозможно, считает перспективными для их поисков участки подрусловых и подрусловых таликов в четвертичных песчано-галечниковых отложениях, а также зоны тектонических нарушений.

В Яно-Колымском и Чауна-Чукотском гидрогеологических районах в связи с повсеместным развитием толщи многолетнемерзлых пород мощностью 100—

500 м и более ресурсы пресных подземных вод ограниченны. Они формируются главным образом в таликах под реками, озерами, в зонах разрывных дислокаций, в родниковых наледях. По данным Г. В. Соловьевой (1967), среднемноголетние модули подземного стока в зависимости от контрастности неотектонических движений варьируют здесь от 0,3 до 2 л/с·км².

В Селенгино-Байкальском гидрогеологическом районе минимальные ресурсы пресных вод заключены в артезианских бассейнах Южного Прибайкалья и Монголии (Налайхинском, Тухумыйнурском, Мурэнском). Наиболее высокими ресурсами этих вод обладают Байкальский и Удино-Селенгинский бассейны. В первом из них эксплуатационные ресурсы вод оцениваются в 39—44 м³/с; очевидно, близкими являются и ресурсы пресных вод Удино-Селенгинского бассейна. В Чикойском бассейне значительные ресурсы пресных вод (0,92 м³/с) формируются в аллювиальных отложениях речных долин. Остальные бассейны района имеют достаточные ресурсы пресных вод.

Таким образом, в связи с широким развитием в описываемой гидрогеологической области толщи многолетнемерзлых пород около 60% ее территории, главным образом северная и северо-восточная части, относятся к слабоводообеспеченным, хотя по соотношению количества выпадающих осадков и влаги, расходующейся на эвапотранспирацию, она могла бы быть отнесена к достаточно водообеспеченным. Остальная территория (40%) является достаточно водообеспеченной.

Б. *Гидрогеологическая область бассейнов стока Черного и Средиземного морей* занимает менее 2% территории материка. В области располагаются четыре гидрогеологических района, включающих восемь артезианских бассейнов. Во внешних областях питания Северо-Анатолийского и Рионского бассейнов выпадает до 2000 мм в год и более осадков, в то время как в Ливано-Синайском бассейне и в бассейне Мертвого моря не выше 100 мм. Наиболее значительные ресурсы пресных подземных вод формируются здесь в разновозрастных карбонатных породах, в зонах разрывных нарушений и контактов одних пород с другими. Распределение ресурсов этих вод тесно зависит от количества выпадающих осадков. Так, в горах Ливана, сложенных закарстованными известняками и доломитами, имеется несколько десятков родников с дебитами 0,3—8 м³/с. Южнее, в горах Самарии и Иудеи, где осадков в 2—2,5 раза меньше, количество родников резко сокращается, а дебиты их уменьшаются до 0,2 м³/с, хотя горы сложены теми же карбонатными породами. Закарстованные известняки развиты также в Мертвоморском и Туз-Коннйском бассейнах. Дебиты родников, питающихся их водами, колеблются здесь от сотен до тысяч литров воды в секунду. В течение года они изменяются в десятки раз, достигая максимума в периоды выпадения обильных осадков.

Во внешних областях питания Северо-Анатолийского, Мендересского, Туз-Конийского, Аданского и Мертвоморского бассейнов также известны высокодебитные родники, приуроченные к разрывным нарушениям и к контактам различных по составу и возрасту пород. В отличие от родников, связанных с закарстованными породами, они характеризуются исключительно постоянным режимом, дебиты некоторых из них достигают нескольких сотен литров в секунду, а групп родников — 6 м³/с (район г. Эрегли, Туз-Конийский бассейн).

Некарбонатные породы внешних областей питания бассейнов, обводненные в зонах экзогенной трещиноватости, отличаются слабой водоносностью. Дебиты родников из этих пород обычно не превышают долей литра в секунду. Лишь водоносные кайнозойские эффузивы питают родники с дебитами несколько литров в секунду.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод Рионского, Аданского и Ливано-Синайского бассейнов основные ресурсы пресных подземных вод концентрируются в аллювиальных отложениях. Дебиты капти-рующих эти воды скважин и колодцев 1—20 л/с. Воды аллювиальных отложений залегают обычно на небольшой глубине и широко используются для водоснабжения. В Ливано-Синайском бассейне на эксплуатации этих вод основано водоснабжение столицы Израиля — г. Тель-Авив. В Северо-Анатолийском, Мендересском и Аданском бассейнах, в меньшей степени в Туз-Конийском и Антальском значительные ресурсы пресных подземных вод заключены в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса и делювиальных шлейфов.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод Мендересского, Туз-Конийского и Ливано-Синайского бассейнов, где испарение в несколько раз превышает количество осадков, наблюдается инверсия в химическом составе и минерализации подземных вод. Первыми от поверхности земли залегают здесь высокоминерализованные хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды, сформировавшиеся под влиянием процессов испарительной концентрации. Под ними располагаются пресные гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды.

Подсчеты показали, что около 15% площади Средиземноморско-Черноморской гидрогеологической области является высоководообеспеченной пресными подземными водами, 70% — достаточно водообеспеченной и 15% относится к категории недостаточно водообеспеченных. Испаряемость здесь превышает количество годовых осадков в несколько раз.

В. Очень интересно и сложно происходит формирование ресурсов пресных подземных вод в артезианских бассейнах *гидрогеологической области внутриматерикового стока*. Эта область занимает центральную часть Азиатского материка, составляя примерно 25% его территории.

Пресные подземные воды на этой огромной площади формируются при чрезвычайно малом количестве атмосферных осадков, весьма высоком испарении (в несколько раз превышающем количество выпадающих осадков), в условиях замкнутых систем, представленных артезианскими структурами, разгружающимися путем испарения либо непосредственно с поверхности подземных вод, либо с водной поверхности озер, болот и рек, питающихся ими. Особенностями питания и разгрузки артезианских бассейнов в значительной мере определяются ресурсы и закономерности распространения пресных подземных вод на их площади. Мы рассмотрим эту проблему на примере артезианских бассейнов Центрально-Азиатского гидрогеологического района и некоторых смежных с ним территорий и артезианских бассейнов Средней Азии.

Оценка естественных ресурсов подземных вод первого региона для настоящей работы была выполнена Н. Т. Кузнецовым и И. А. Клюкановой отдельно для внешних и внутренних областей питания артезианских бассейнов.

Данные о естественных ресурсах подземных вод, закономерностях их формирования, распространения и разгрузки в артезианских бассейнах Средней Азии заимствованы из работы С. Ш. Мирзаева, В. В. Овчинникова и др. («Естественные запасы...», 1970).

Н. Т. Кузнецов и И. А. Клюканова произвели оценку естественных ресурсов подземных вод внешних областей питания артезианских бассейнов Центральной Азии методом генетического расчленения гидрографа, а для равнинных территорий внутренних областей питания методом водного баланса. При этих расчетах не учитывались подземные воды, формирующиеся в горах за счет процессов конденсации влаги из воздуха, доля которых, по предположе-

Таблица 60

Горная система	Осадки, мм	Речной сток		Подземный сток	
		слой стока, мм	ресурсы, км³/год	слой стока, мм	ресурсы, км³/год
Тянь-Шань, в том числе	25—800	5—500	41,01	5—200	13,27
южный склон	50—800	10—500	21,23	5—200	6,25
северный склон	50—600	10—500	4,99	5—135	2,11
горы бассейна р. Или	100—800	50—500	13,56	5—135	4,48
горы Турфан-Хамийской впадины	25—200	5—200	1,23	5—35	0,43
Горы Пограничной Джунгарии	150—500	25—100	1,20	10—85	0,28
Монгольский Алтай	150—800	25—500	15,76	25—200	4,18
Хангай и Хэнтэй	100—400	5—200	26,00	До 50	5,60
Горы Алашаня и Ордоса	100—250	25—50	4,75	5—25	1,70
Куньлунь, в том числе	25—300	10—200	20,28	5—70	5,28
горы Кашгарского амфитеатра	25—300	10—200	11,56	5—70	3,17
северный склон Куньлуня	25—300	10—150	5,90	5—35	1,35
северный склон Алтынтага	25—150	5—25	1,02	3—5	0,28
горы бессточных впадин Куньлуня и Алтынтага	50—150	25—50	1,80	5—15	0,48
Горы Цайдамской впадины	100—150	25—50	4,40	5—15	1,11
Наньшань, в том числе	50—500	10—200	37,75	5—100	13,20
горы бассейна р. Хуанхэ	10—500	10—200	32,13	10—100	9,44
Итого			151,15		44,62

ниям Кузнецова, не играет существенной роли в пополнении ресурсов подземных вод.

Отдельные горные системы Центральной Азии отличаются большим разнообразием атмосферного увлажнения, и, как следствие, слой подземного стока, а также естественные ресурсы подземных вод изменяются в достаточно широких пределах (табл. 60).

Приведенные в табл. 60 величины ресурсов речного стока в горах Центральной Азии несколько отличаются от ранее опубликованных (Кузнецов, 1968). В них не учтен сток неизученных небольших рек Бейшаня и Гобийского Алтая, развитых в высокогорьях последней горной системы и в верхнем поясе гор хр. Маццзушань (Бейшань), не отражены и естественные ресурсы подземных вод, скапливающихся в аллювии типичных для Бейшаня, Гобийского Алтая и некоторых других горных систем рек временного стока, питающихся ливневыми осадками.

Давая общую оценку точности определения естественных ресурсов подземных вод, Н. Т. Кузнецов и И. А. Клюканова отмечают, что ошибка, по-видимому, не выходит за пределы ±10—15%, а приведенные в таблице величины скорее несколько занижены хотя бы из-за недоучета ресурсов подземных вод, формирующихся в аллювии рек с временным стоком.

В целом для гор Центральной Азии характерно крайне неравномерное распределение естественных ресурсов подземных вод, их концентрация в нескольких хребтах, получающих значительно большее количество осадков по сравнению с другими.

Суммарные естественные ресурсы всех горных систем, как следует из табл. 60, определяются в 44,6 км³/год, из них больше половины (26,57 км³/год) падает на Тянь-Шань и Паньшань. Но и внутри этих горных систем наряду с обводненными районами немало таких, где слой стока подземных вод ничтожно мал.

Сопоставляя дебиты родников, встречающихся в долинах рек временного стока, с величинами грунтового питания соседних рек, в первом, очень грубом приближении можно считать, что естественные ресурсы подземных вод водотоков временного стока составляют 10—15% естественных ресурсов подземных вод, поступающих в постоянно текущие реки. Таким образом, к данным табл. 60 следует прибавить еще 4,4—4,6 км³/год воды, составляющих естественные ресурсы подземных вод, заключенных в долинах рек временного стока. На первый взгляд приведенные величины естественных ресурсов подземных вод этих водотоков не столь уж значительны. Однако не следует забывать, что эти ресурсы представляют большой практический интерес, так как часто являются единственным источником водоснабжения не только в горах, но и на прилегающих к ним пустынных равнинах, где оканчиваются реки временного стока.

На равнинах западной части Центральной Азии естественные ресурсы подземных вод в подавляющей массе составляют речные воды, фильтрующиеся в руслах рек, в оросительных системах и на орошаемых полях. Величины этих потерь речного стока, представляющих собой естественные ресурсы подземных вод на конусах выноса Кашгарии, приведены в табл. 61.

Таблица 61

Район	Объем речного стока, 10⁶ м³	Водозабор, 10⁶ м³	Речной сток после водозабора, 10⁶ м³	Коэффициент потерь	Потери речного стока, 10⁶ м³	Потери в ирригационной сети и на орошаемых полях (50% водозабора)	Суммарные потери, 10⁶ м³	Возвратные воды в виде стока «карасу» сазовых зон, 10⁶ м³
Южный склон Тянь-Шаня, в том числе:	16 633	2 641	13 992	—	3219	1320,5	4 539,5	795
конус выноса Кончедарьи	1 150	137	1 013	0,30	304	68,5	372,5	0
то же, Мударта	3 520	760	2 760	0,25	690	380,0	1 070,0	57
» Аксу	9 550	1 465	8 085	0,20	1617	732,5	2 349,5	738
остальные конусы выноса	2 413	279	2 134	0,20—0,50	608	139,5	747,5	0
Кашгарский амфитеатр (включая Яркенд)	11 960	6 400	5 920	0,20	1184	3200	4 384,0	855
Северный склон Куньлуня и Алтынтага	6936	3121	3815	—	1144,5	1144,5	2715,0	326
в том числе:								
северный склон Куньлуня	5 910	2 095	3 815	0,30	1144,5	1047,5	2 192	326
то же, Алтынтага	1 026	1 026	0	—	0	523,0	523	0
Итого	35 529	12 162	23 727	—	5547,5	6091,0	11638,5	1976

Величина русловых потерь колеблется от 15 до 45% и зависит главным образом от степени сцементированности отложений конусов выноса, механического состава русловых отложений, формы живого сечения русел, их извилистости и разветвленности и, наконец, от расходов воды в реках. Оказалось, что чем водоносней река, тем меньше относительные потери, которые обычно составляют 20—30%, тогда как на конусах выноса мелких рек они увеличивались до 40—45%.

Заметная часть естественных ресурсов подземных вод на конусах выноса приходится на ирригационные потери. Довольно многочисленные замеры показали, что они изменяются в сравнительно небольших пределах и без больших погрешностей были приняты равными в среднем 50% от забираемой в оросительные системы воды.

Рассматривая закономерности распределения естественных ресурсов подземных вод на конусах выноса и на равнинах Центральной Азии, отметим, что Таримская впадина сложена мощными четвертичными рыхлыми осадками. В ее центре располагается обширный массив песков Такла-Макан, оторочен-ный более ли менее широкой полосой аллювиальных и аллювиально-озерных равнин. Ближе к горам они переходят в наклонные равнины аллювиально-пролювиального и пролювиального характера.

Конусы выносов рек южных склонов Тянь-Шаня, гор, окаймляющих Кашгарский амфитеатр, и северных склонов Кунлуня и Алтынтага существенно отличны, что в значительной степени предопределяет различную их обводненность. Для южного склона Тянь-Шаня «...характерно наличие обширных продольных долин и почти замкнутых котловин. Таковы продольные долины хр. Калпинтаг, Байская и Карашарская котловины. Основной грубообломочный материал накапливается в этих депрессиях и лишь единичные долины прорезают хребты, соединяющие их с подгорной равниной» (Кунин, 1960). В результате у южного склона Тянь-Шаня развиты лишь три крупных конуса выноса— Кончедарьи, Музарта, Аксу, между которыми заключено множество небольших конусов.

Гидравлическая связь между хребтами южного склона Тянь-Шаня и прилегающей к ней подгорной равнины осуществляется только через русловые и подрусловые потоки долин, пересекающих узкие предгорные гряды, сложенные практически водонепроницаемыми породами. Малая мощность аллювиальных отложений в долинах прорыва основных рек Кончедарьи и Музарта исключает сколько-нибудь значительный подземный отток из Карашарской и Байской впадин, являющихся мощными коллекторами подземных вод, подавляющая часть которых формируется за счет погружения речных и оросительных вод.

Иная гидрогеологическая обстановка сложилась на конусе выноса р. Аксу, в питании подземных вод которого помимо русловых и ирригационных потерь самой реки принимают участие подземные воды, движущиеся в аллювии р. Коксшаал и достигающие конуса выноса подземным путем. Величина этого подземного притока в табл. 61 не учтена. Западнее этого конуса выноса маломощные грунтовые воды на подгорной равнине формируются почти исключительно за счет погружения вод р. Калпин, так как южный склон хр. Калпинтат получает мало атмосферных осадков.

Сложная гидрогеологическая обстановка наблюдается в пределах Кашгарского амфитеатра, расположенного на стыке горных систем Тянь-Шаня и Кунь-луня. Окаймляющие амфитеатр предгорные гряды, сложенные неогеновыми и нижнечетвертичными галечниками, конгломератами и алевритами, создают предгорные бассейны грунтовых вод, имеющих много общего с тяньшаньскими

бассейнами. В частности, отток подземных вод из этих бассейнов происходит главным образом вдоль сквозных долин, прорезающих предгорные гряды. Величины этого оттока не могут быть сколько-нибудь значительными.

Прорвавшись через предгорные гряды, реки Кашгарского амфитеатра концентрически сходятся. При этом поверхностные и грунтовые потоки отдельных конусов выноса соприкасаются и подпирают друг друга, приводя к тому, что в непосредственной близости располагаются места погружения речных вод и выклинивания грунтовых вод в реки, заболоченные участки располагаются рядом с участками с хорошим дренажом. Отмечается выклинивание грунтовых вод у оснований древних конусов выноса.

Обводненность северной подгорной равнины Куньлуня определяется в первую очередь наличием здесь таких сравнительно крупных рек, как Гума, Юрункаш, Каракаш и Ния, образовавших мощные конусы выноса, в которых и формируется часть естественных ресурсов подземных вод.

Между названными конусами выноса раскинулись обширные участки наклонной подгорной равнины, на которые попадают лишь небольшие речки, формирующие миниатюрные конусы выноса. Но, поскольку относительные потери речного стока на пополнение запасов ежегодно возобновляемых ресурсов подземных вод тем выше, чем меньше водность рек, то и на этих участках, учитывая еще непосредственный подток подземных вод со стороны гор, обводненность остается относительно высокой.

Таким образом, естественные ресурсы подземных вод Таримской впадины в основном сосредоточиваются в мощных конусах выноса Музарта, Кончедарьи, Аксу, Яркенда, Юрункаша, Каракаша и в конусах выноса некоторых менее водоносных рек. И действительно, естественные ресурсы подземных вод только конуса выноса р. Аксу превышают 51% всех ресурсов южного склона Тянь-Шаня. В Кашгарском амфитеатре более 50% естественных ресурсов подземных вод заключено в конусе выноса Яркенда, а на подгорной равнине северного склона Куньлуня основными естественными ресурсами подземных вод, как отмечалось, обладают конусы выноса рек Юрункаш и Каракаш.

Из гидрогеологических особенностей подгорной равнины северного склона Алтынтага обращает на себя внимание активное выклинивание грунтовых вод, образующих почти сплошной пояс озер и болот, вытянувшихся вдоль Черчена и приуроченных к устьевым участкам небольших рек, стекающих с хр. Алтынтаг. По-видимому, Черчен является естественной дреной. Это дает основание полагать, что естественные ресурсы подземных вод на подгорных равнинах северного склона Алтынтага либо дренируются, либо испаряются, не выходя за конусы выноса.

Подводя итоги, в первом приближении можно считать, что в конусах выноса горного обрамления Таримской впадины естественные ресурсы подземных (грунтовых) вод составляют 11,64 км³/год. К этому количеству следует прибавить примерно 1,75 км³ подземных вод, поступающих с гор в виде подземного притока. Большая часть этих ресурсов испаряется по периферии конусов выноса в местах разгрузки грунтовых вод. И только из открытого к востоку Кашгарского амфитеатра за пределы конусов выноса уходит около $^1/_4$ сформировавшихся здесь подземных вод.

Для понимания судьбы естественных ресурсов подземных вод, формирующихся на подгорных равнинах Таримской впадины, следовало выяснить роль р. Тарим, протекающей вблизи южного склона Тянь-Шаня. Специальная гидрогеологическая съемка показала, что и в зимнюю межень и в половодье воды Тарима от места образования реки (слияние рек Яркенд, Аксу, Хотан) до ее

устья (точнее до нижнего течения, где воды реки окончательно теряются в русле) расходуются на питание грунтовых вод.

Поскольку Тарим подпирает подземные воды, формирующиеся на подгорной равнине, заключенной между южными склонами гор Тянь-Шаня и Тарима, то эта территория является областью разгрузки подземных вод, поступающих с конусов выноса. Испарение подземных вод происходит в пределах широкой полосы солончаков, протянувшихся параллельно горам на большем или меньшем расстоянии от них. Реже разгрузка осуществляется в результате испарения с небольших изолированных сазовых зон, развитых на конусах выноса Аксу и Музарта. Здесь же образуется довольно много «карасу» с суммарным стоком около 0,8 км³/год. Однако эти речки не покидают конусов выноса, теряясь на их периферии.

Иная картина наблюдается в Кашгарском амфитеатре и на конусах выноса северного склона Куньлуня. Рождающиеся здесь «карасу» с общим стоком около 1,2 км³/год воды, не встречая подпора, выходят за пределы сазовых зон и теряются на озерно-аллювиальной равнине Таримской впадины, принимая участие в питании ее подземных вод. Пополнение последних происходит и за счет остаточных вод основных рек Таримской впадины, но часть этого речного стока расходуется на испарение с водной поверхности рек, озер-стариц и болот. Правда, эти потери не столь велики, как можно было бы полагать. Областью разгрузки подземных вод являются обширные солончаки и болота, раскинувшиеся вокруг оз. Лобнор.

Грунтовые воды аллювиально-озерной равнины Таримской впадины изучены лишь в узкой полосе, непосредственно примыкающей к аллювиальным равнинам Тарима и Яркенда. Полагают, что здесь (в том числе и под песками Такла-Макан) развито гидравлически единое зеркало грунтовых вод с небольшими уклонами, направленными из областей питания к оз. Лобнор. Величина потерь на фильтрацию в руслах, теряющихся в пустыне Такла-Макан, была достаточно точно определена лишь для Тарима. Анализ водного баланса этой реки показал, что после образования Тарима на питание грунтовых вод расходуется около 3,12 км³/год. Участие вод Яркенда, Хотана и других рек в питании грунтовых вод пустыни определено ориентировочно по данным, полученным для Тарима. Зная поверхностный сток, выходящий за пределы конусов выноса равнинных рек, получим, что на питание грунтовых вод расходуется из Яркенда 2,31 км³, из Хотана 1,21 км³ воды в год, а остальные реки северного склона Куньлуня (Керия, Гума, Чира и др.) формируют 0,93 км³/год грунтовых вод. А всего за счет русловых потерь в аллювиально-озерной равнине Таримской впадины ежегодно возобновляемые ресурсы грунтовых вод составляют 7,58 км³. К ним следует прибавить 1,09 км³ подземного притока вод, которые, как отмечалось выше, поступают из Кашгарского амфитеатра. Таким образом естественные ресурсы подземных вод аллювиально-озерной равнины Таримской впадины в целом оцениваются в 8,67 км³/год, что сопоставимо с поверхностным годовым стоком Тарима.

Суммарные естественные ресурсы подземных вод на конусах выноса и озерно-аллювиальной равнине Таримской впадины составляют около 21 км³/год, из них вновь на поверхность в виде стока «карасу» выклинивается 2,02 км³/год, или 9,6% от естественных ресурсов подземных вод. В подавляющей массе они формируются за счет погружения речных вод, средний многолетний объем которых на выходе из гор оценивается в 35,6 км³/год.

В головных частях конусов выноса Таримского бассейна подземные воды залегают на глубинах, превышающих 30 м, а в отдельных конусах даже на

глубине 170 м. К периферии глубина залегания уменьшается, особенно быстро в нижних частях конусов выноса. По их периферии, если подземные воды не выходят на поверхность, глубина залегания не превышает 3—1 м. Примерно на таких же глубинах встречаются воды и в оазисах, располагающихся на подгорных равнинах.

Естественные ресурсы подземных вод на конусах выноса и равнинах Джунгарии приведены в табл. 62.

Таблица 62

Район	Объем речного стока, 10^6 м³	Водозабор, 10^6 м³	Речной сток после водозабора, 10^6 м³	Коэффициент потерь	Потери речного стока, 10^6 м³	Потери в оросительной сети и на орошаемых полях (50% водозабора)	Суммарные потери, 10^6 м³	Возвратные воды в виде стока «кадусу» сазовых вод, 10^6 м³
Северный склон Тянь-Шаня и южный склон Джунгарского Алатау, в том числе:	7320	2600	5120	—	1629	1299	2928	853
бассейн оз. Эби-Нур	1380	115	1265	0,35	443	57	500	Нет данных
» оз. Манасского	3520	925	2995	0,30	778	462	1240	564
подгорная равнина, тяготеющая к бассейну р. Урумчи	1180	960	220	0,40	88	480	568	158
подгорная равнина северного склона на участке Гучен-Фукан	1120	600	520	0,50	260	300	560	131
подгорная равнина восточной окопечности Тянь-Шаня	120	0	120	0,50	60	0	60	0
Подгорные равнины гор Пограничной Джунгарии	380	Нет данных	Нет данных	0,40	152	Нет данных	152	Нет данных
Итого	7700	2600	5120	—	1781	1299	3080	853

В табл. 62 не приведены данные о естественных ресурсах подземных вод на подгорной равнине, примыкающей к южному склону Монгольского Алтая. Дело в том, что здесь четвертичный покров обычно отличается малой мощностью и практически, как показали специальные исследования, не содержит грунтовых вод. Они получают развитие лишь в долинах рек, стекающих с южного склона Монгольского Алтая (Кран, Бурчум, Хоба и Черный Иртыш). Питаются грунтовые воды в долинах притоков Черного Иртыша за счет русловых потерь. Но, поскольку протяженность конусов выноса этих рек невелика, то и абсолютные величины ежегодно возобновляемых ресурсов подземных вод в аллювии долин не могут быть сколько-нибудь значительными, хотя конусы выноса хорошо обводнены. Как и везде, верхняя часть конусов выноса сложена гравелисто-галечниковыми отложениями, которые вниз по течению довольно быстро сменяются песками. Грунтовые воды боковых долин выклиниваются

в аллювиальные отложения поймы Черного Иртыша, а затем дренируются этой рекой.

Предварительные гидрогеологические исследования показали, что грунтовые воды в долине Черного Иртыша выклиниваются в реку на всем ее протяжении, вплоть до государственной границы СССР с КНР. Исключение составляет подрусловой поток р. Кран. Эта река испытывает подпор со стороны Черного Иртыша. Значительную часть своего подрусловых вод она сбрасывает в обширную заболоченную низину с безымянным озером, являющихся мощными испарителями.

Севернее Черного Иртыша обводнена только современная дельта р. Урунгу. Она начинается в 20 км восточнее пос. Булунтахой и протягивается до оз. Багануур. Состав дельтовых отложений достаточно пестрый и представляет собой чередование песков, галечников и глин. Водоносны слои галечников, менее обводнены песчаные отложения. Есть основания полагать, что ежегодно возобновляемые ресурсы подземных вод дельты, образующиеся исключительно за счет русловых потерь, довольно значительны. Однако подсчитать их не представляется возможным.

На западе и юго-западе Джунгарской впадины возвышаются горы Пограничной Джунгарии — хребты Саур, Тарбагатай, Уркашар, Майли. Постоянно текущих здесь рек единицы: крупнейшие из них Дам и Хобук. Дельты этих рек являются единственными в данном районе резервуарами грунтовых вод. Их ежегодно возобновляемые ресурсы, представляющие собой просочившиеся речные воды, ориентировочно оцениваются в 0.15 км³ воды, большая часть которой сосредоточивается в дельте р. Хобук. Разгрузка грунтовых вод в основном происходит в пределах самой дельты. В питании оз. Манас они практически не участвуют.

Предгорная равнина северного склона Тянь-Шаня — самая обводненная в Джунгарии, поскольку на северном склоне рождаются реки Боротола, Куйтын, Манас, Хутуби, Урумчи и др. Как подчеркивает В. Н. Кунин, «...для северного склона Тянь-Шаня более характерны поперечные долины, дренирующие внутренние части горной системы и с более или менее равными промежутками выходящие на подгорную равнину. В результате здесь развивается система более или менее однородных конусов, таких, как конуса рек Хутуби, Манас, Хоргос, Куйтун, Сикошу и других, которые по своим размерам и гидрогеологическим особенностям сравнимы между собой» (Кунин, 1960).

Данная гидрогеологическая особенность приводит к тому, что и естественные ресурсы подземных вод в отдельных гидрогеологических районах подгорных равнин северного склона Тянь-Шаня довольно близки, но закономерно уменьшаются с запада на восток. В этом же направлении падает и водность рек, питающих подземные воды конусов выноса.

Глубина залегания подземных вод в верховьях конусов выноса неизвестна, а в нижней части грунтовые воды находятся на глубине 5—20 м, коэффициент фильтрации здесь составляет 15—30 м/сут.

Зоны выклинивания подземных вод вдоль северного склона Тянь-Шаня очень мощны, здесь нередко встречаются группы родников, формирующих сток «карасу» с расходами, измеряемыми многими кубическими метрами в секунду. Ниже зон активного выклинивания на значительных площадях развиты болота и солончаки, в которых продолжается разгрузка подземных вод путем испарения и транспирации. Поэтому за пределы конусов выноса и подгорных равнин

(только их западной части) уходит немного подземных вод (по-видимому, не более 10—15% ежегодно возобновляемых ресурсов).

На подгорных равнинах Тянь-Шаня встречаются и районы, где подземные воды со стороны гор непосредственно поступают в рыхлые осадки подгорных равнин. В частности, гидравлическая связь подземных вод гор и подгорных равнин наблюдается на северном склоне Борохоро от долины р. Дзиньхо на западе до р. Шихо на востоке. Однако величина этого оттока из гор не превышает 15% поверхностного стока, который на этом участке в общем невелик. В первом приближении подземный отток с гор оценивается нами в 0,02 км³/год. Их следует прибавить к естественным ресурсам подземных вод, формирующихся за счет русловых и ирригационных потерь.

На востоке Джунгарская равнина заканчивается невысокими возвышенностями, которые, подобно горам Пограничной Джунгарии, представляют собой глыбовые поднятия — Байтаг-Богдо, Акджал и еще несколько невысоких безымянных хребтов. Все они, за исключением Байтаг-Богдо, получают мало осадков. И только более увлажненный Байтаг-Богдо дает начало нескольким небольшим речкам, иссякающим еще в горах. Формирующиеся здесь естественные ресурсы подземных вод невелики.

Центральная часть Джунгарии — это пустыня, занятая барханами и наклоненная к северо-западу. Во внутренние районы ее с подгорных равнин (примерно до долготы Хоргоса) подземных вод поступает очень мало, главным образом в виде подрусловых потоков редких сайров. Подземный поток в них маломощен, хотя воды залегают на небольшой глубине (1—6 м). Иногда они выходят и на поверхность в виде родников, которые наряду с построенными в сайрах колодцами являются существенными источниками водоснабжения.

Иная гидрогеологическая обстановка наблюдается во внутренних пустынных районах Джунгарии, раскинувшихся к западу от р. Хутуби. Здесь можно ожидать сплошного зеркала грунтовых вод, пополняемых за счет инфильтрации из русел Хутуби, Манаса, Куйтуна, Дзиньхо и нескольких других рек, проникающих во внутренние части пустынной равнины. Кроме того, сюда проникает и часть подземных вод, образовавшихся на подгорных равнинах, прилегающих к хребтам Ирен-Хабирга и Борохоро. За пределы аллювиально-пролювиального шлейфа здесь уходит около 0,125 км³/год воды и 0,075 км³/год составляют русловые потери. Общие же естественные ресурсы подземных вод на территориях, прилегающих к озерам Эби-Нур и Манас (Ихэ-Хак), оцениваются в 0,2 км³/год. Всего на конусах выноса и во внутренних районах равнинной Джунгарии естественные ресурсы подземных вод составляют около 3,5 км³/год. Но распределены они — и это следует подчеркнуть еще раз — крайне неравномерно. Наряду с весьма обводненными районами немало таких, где количество подземных вод весьма ограниченно. На поверхность в виде стока «карасу» вновь выходит около 0,92 км³/год естественных ресурсов подземных вод. Эти выходы в основном приурочены к периферии конусов выноса рек, стекающих с северного склона Тянь-Шаня.

В восточной части Центральной Азии равнины занимают около 400 тыс. км². Порядок естественных ресурсов подземных вод на этой территории, как отмечалось, можно определить, исходя из коэффициента подземного стока атмосферных осадков, принятого равным 0,1. Средняя годовая сумма осадков на указанной площади (без учета районов, где за год выпадает менее 150 мм) 200 мм. Тогда естественные ресурсы подземных вод составят: $400\,000 \times \times 0{,}0002 \times 0{,}1 = 8$ км³/год.

Из общих закономерностей их распределения можно упомянуть о их накоплении в крупных озерных впадинах («Освоение и использование...», 1962). Кроме того, районами концентрации подземных вод являются площади, непосредственно прилегающие к горным кряжам и грядам, возвышающимся над равнинами Внутренней Монголии. Эти возвышенности несут довольно много рек временного стока. В их долинах глубины залегания подземных вод невелики. Небольшая глубина отмечается и вблизи озерных впадин, где подземные воды обычно дают начало одному или нескольким родникам, воды которых стекают в озера. Дебиты родников изменяются от 1 до 2,5 л/с. На остальной территории подземные воды залегают значительно глубже (10 м и более).

Данные о естественных ресурсах подземных вод некоторых крупных бессточных и полупроточных впадин Центральной Азии приведены в табл. 63.

В табл. 63 из-за отсутствия гидрологических данных не учтены естественные ресурсы подземных вод в таких крупных межгорных впадинах, как Кукунорская (Наньшань), Ачитнурская (Монгольский Алтай), котловина Бол. и Мал. Юлдусов (Тянь-Шань).

Таблица 63

Впадина	Объем речного стока, 10^6 м³	Водозабор, 10^6 м³	Речной сток после водозабора, 10^6 м³	Коэффициент потерь	Потери речного стока, 10^6 м³	Потери в ирригационной сети и на орошаемых полях (50% водозабора)	Суммарные потери, 10^6 м³	Возвратные воды в виде стока «карасу» сазовых зон, 10^6 м³
Булункульская	—	—	—	—	—	—	205	—
Карашарская	4 240	210	4 030	0,15	608	105	713	0
Байская	3 624	782	2 842	0,15	426	391	817	57
Калпинская	50	0	0	0	0	0	50	0
Турфанская	630	630	0	—	0	315	315	350
Хамийская	235	235	0	—	0	117	117	0
Внутренние котловины Куньлуня	1 200	0	1 200	0,30	360	0	360	0
Внутренние котловины Алтынтага	600	0	600	0,30	180	0	180	0
Цайдамская	4 440	0	4 440	0,50	2 220	0	2 220	—
Котловина Больших Озер Монголии	8 000	0	8 000	0,15	1 200	0	1 200	0
Долина Озер Монголии	4 000	0	4 000	0,15	600	0	600	0
Итого	27 019	1 857	25 112	—	5 594	928	6 777	407

В Карашарской впадине подземные воды верхней зоны аллювиальных и пролювиальных шлейфов залегают на глубине более 30—40 м, а на периферии 3—10 м. В середине впадины на глубине 80—90 м встречены воды с большим напором, обеспечивающим в отдельных пунктах самоизлив их на поверхность. Естественные ресурсы подземных вод определяются в 0,72 км³/год, но, по-видимому, имеет место и неучтенный подток подземных вод с окружающих впадину гор, особенно в ее восточной и юго-восточной частях.

В Турфанской впадине установлена исключительно большая мощность четвертичных отложений. Гидрогеологическая обстановка на рассматриваемой

территории осложняется наличием хр. Тузтаг, являющегося преградой для стока подземных вод на юг в наиболее пониженные части впадины. Поэтому глубина залегания грунтовых вод вблизи северного склона данного хребта не превышает 3—5 м, а гидравлическая связь между подземными водами подгорных равнин, лежащих к северу и к югу от указанного хребта, осуществляется лишь по узким сквозным долинам. К северу от Тузтага мощные галечниковые толщи вмещают обильные подземные воды, часто напорные. Одна из скважин вскрыла три горизонта подземных вод. В последнем из них напор достиг 9 м над поверхностью земли. Разгрузка грунтовых вод в основном происходит в районе, прилегающем к наиболее пониженной части Турфанской впадины, занятой озером-солончаком Боджантекуль.

Из гидрогеологических особенностей Хамийской впадины следует отметить крайне пестрое распределение естественных ресурсов подземных вод. Относительно обводнены лишь подгорные равнины, прилегающие к южному склону хр. Карлыктаг. На остальной территории подземные воды маломощны, а ресурсы их ничтожны. В Хами вскрыты напорные воды в верхнетретичных отложениях, прикрытых 27-метровой толщей четвертичных гравелисто-галечниковых отложений.

Весьма значительные естественные ресурсы подземных вод сосредоточены в Карашарской и Байской впадинах, где они оцениваются в 1,53 км³/год, менее обводнена Калпинская впадина.

На северном склоне Тянь-Шаня имеется только одна крупная бессточная впадина — Булункульская. Ее аллювиально-пролювиальные отложения довольно водообильны — естественные ресурсы подземных вод составляют 0,205 км³/год. Их разгрузка и испарение происходят в обширных болотах, окружающих одноименное озеро. Общие сведения об особенностях формирования подземных вод во впадинах Бол. и Мал. Юлдусов приведены Н. Т. Кузнецовым (1960). Суммарный приток речных и подземных вод в указанные впадины достигает 4,4 км³/год. К сожалению, пока невозможно определить, какая часть из них приходится на подземные воды.

Цайдам — высокая равнина, заключенная между хребтами Нальшань-Алтынтагской дуги на севере и Куньлуньским на юге. В Цайдам устремляется около 60 рек и речек, но часть их не достигает равнин собственно Цайдама, задерживаясь в самостоятельных котловинах, отгороженных от Цайдама невысокими пустынными горами. В этих котловинах располагаются и довольно большие озера, такие, как Курлык-Нор, Тосон-Нор, Ихэ-Бага, Цайдам и др. Имеющиеся данные позволяют определить естественные ресурсы подземных вод лишь для равнины в целом, которые равны 2,2 км³/год и образуются почти исключительно за счет русловых потерь. Кроме того, не менее 0,88 км³ поступает во впадину в виде подрусловых потоков — сайров. В итоге естественные ресурсы подземных вод Цайдама достигают 3 км³/год, т. е. впадина достаточно обводнена, особенно ее восточная часть.

Разгрузка подземных вод происходит в многочисленные болота (вытянутые в общем с запада на восток) и через солончаки. В питании же бессточных озер Цайдама участвует лишь небольшая часть подземных вод. Глубина залегания последних уменьшается от склонов гор к центральным равнинам. В этом же направлении возрастает и минерализация подземных вод. При этом, если в предгорьях величины минерализации обычно не превышают 1 г/л, то в центральных районах они достигают нескольких сотен граммов на литр. И не удивительно, что здесь поверхность равнин покрыта мощным соляным панцирем.

Рассматривая естественные ресурсы подземных вод в Котловине Больших Озер и Долине О... Монголии, следует подчеркнуть, что они близки к приведенным А. Т. Ивановым (1958), который оценивал их в 1,762 км³/год. По нашим данным, они составляют около 1,8 км³/год, причем эти величины мы получили разными методами. Из особенностей распределения естественных ресурсов подземных вод в Котловине Больших Озер следует отметить их сосредоточение в конусе выноса и дельте р. Кобдо, тогда как остальные равнинные районы бедны подземными водами. Расположенная севернее, но входящая в состав Котловины Больших Озер котловина оз. Убсу-Нур отличается более равномерным распределением естественных ресурсов подземных вод.

С. Ш. Мирзаев, В. В. Овчинников и др. указывают, что водоносность слагающих горные массивы Средней Азии пород обусловлена главным образом их коллекторскими свойствами, гипсометрическим положением и ориентировкой горных хребтов по отношению к влагоносным ветрам, определяющим количество осадков, являющихся основным источником формирования ресурсов подземных вод, значительная часть которых расходуется здесь на питание родников и рек, гораздо меньшее количество поступает в прилегающие к горам впадины. Роль подземных вод в формировании поверхностного стока особенно велика в межень. Их доля в питании речных вод в этот период в зависимости от геологического строения и географического положения района колеблется от 20 до 60% («Естественные запасы...», 1970).

По данным тех же исследователей, подземный сток, формирующийся в горах Средней Азии, составляет 1244,4 м³/с, или 39,2 км³/год, что превышает треть объема поверхностных вод, стекающих с гор, в том числе на долю Тяньшаньской складчатой области падает 79,8%, Памирской — 15,6, Южно-Таджикской — 10,6, Копетдага и Большого Балхана — около 0,3 и Центральных Кызылкумов — менее 0,2%.

Наиболее сложные условия формирования, распространения и разгрузки подземных вод наблюдаются в межгорных впадинах, где они зависят от литолого-структурных и гидрологических условий, а также хозяйственной деятельности человека. Значительная часть речных вод горных сооружений по выходе из гор теряется в отложениях предгорных шлейфов и конусов выноса, где образуется поток подземных вод. В связи с постепенной заменой грубых гравийно-галечно-валунных образований предгорий тонкозернистыми озерными или озерно-аллювиальными отложениями подземный поток выполаживается, близко подступает к поверхности земли или выклинивается на ее уровне, частично испаряется, а частично вновь погружается в аллювиальные отложения. Здесь аллювиальные воды дренируются рекой и отводятся в нижнюю часть бассейна, где снова расходуются на восполнение ресурсов подземных вод.

Расчетами установлено, что подземные воды заадырных и межадырных впадин получают до 90%, конусов выноса — 95%, долин рек — от 60 до 100% питания за счет потерь поверхностного стока, остальная часть падает на долю атмосферных осадков. Разгрузка подземных вод происходит через речные долины, озера, коллекторно-дренажную сеть и путем эвапотранспирации.

В пределах равнинных пространств значительные ресурсы подземных вод формируются лишь в предгорьях, главным образом за счет потерь временного поверхностного стока. В условиях среднеазиатских пустынь значительный интерес представляют линзы пресных подземных вод инфильтрационно-конденсационного происхождения, формирующиеся на соленых водах и рассолах.

Ориентировочные естественные ресурсы подземных вод Средней Азии оцениваются С. Ш. Мирзаевым, В. В. Овчинниковым и др. для межгорных

и внутригорных впадин в 612,51 м³/с, или 19,3 км³/год, равнинно-пустынных пространств в 471,18 м³/с, или 14,84 км³/год, а всей ее территории (включая подземные воды горных сооружений) в 2260,77 м³/с, или 71,24 км³/год, т. е. они являются относительно невысокими.

В остальных районах гидрогеологической области внутриматерикового стока схема формирования естественных ресурсов пресных подземных вод едва ли будет существенно отличаться от изложенной для Средней и Центральной Азии.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что ресурсы этих вод формируются здесь главным образом во внешних областях питания бассейнов и в осадочном чехле внутренних областей питания и накопления, прилегающих к внешним областям. Распределены они чрезвычайно неравномерно. Наиболее высокими дебитами отличаются родники внешних областей питания бассейнов, связанные с закарстованными карбонатными породами и с зонами разрывных дислокаций. Так, в Чуйско-Сарысуйском бассейне дебиты родников, выходящих из карбонатных пород, достигают 30 л/с, в Ванском и Резайе 40 л/с, в Нарынском 2000—3000 л/с и в Южно-Афганском 3000—7200 л/с. Дебиты родников, приуроченных к зонам разломов, 5—20 л/с. Суммарные дебиты родников в этих зонах достигают иногда нескольких сотен литров в секунду (Южно-Афганский, Чуйско-Сарысуйский, Котловинноозерский, Барунхурайский, Центрально-Гобийский бассейны). Высокими дебитами характеризуются и скважины, заложенные в разрывных дислокациях. Так, дебиты скважин, пробуренных в брекчированных гранитах Восточно-Гобийского бассейна, до 28 л/с, в эффузивах до 13,5 л/с. Дебиты родников, питающихся водами зоны экзогенной трещиноватости некарбонатных пород, не затронутых разрывными дислокациями, составляют доли, редко первые литры воды в секунду.

Значительные ресурсы пресных подземных вод во внешних областях питания формируются в аллювиальных отложениях речных долин и в аллювиально-пролювиальных отложениях временных водотоков. К ним приурочены родники с дебитами до 55 л/с (долина р. Пяндж, Верхне-Амударьинский бассейн), но наиболее распространенными являются 1—2 л/с.

Основным источником пополнения ресурсов подземных вод в горах являются атмосферные осадки. Полагают, правда (и авторы разделяют эту точку зрения), что частично в формировании подземных вод здесь участвует конденсация влаги из воздуха. Однако каковы естественные ресурсы этих вод, пока неизвестно. Можно лишь предположить, что они незначительны.

Формирование и распространение пресных подземных вод во внутренних областях питания артезианских бассейнов осуществляется более сложно.

В дочетвертичном осадочном чехле эти воды распространены, как правило, вблизи внешних областей питания бассейнов. Так, в Джунгарском бассейне, имеющем одностороннее питание, пресные воды в коренных породах формируются лишь в его южной части, прилегающей к горам Тянь-Шаня; такие же, по-видимому, условия существуют и в некоторых других бассейнах. В артезианских бассейнах двустороннего питания пресные воды формируются с двух сторон их и т. д.

В четвертичных отложениях внутренних областей питания ресурсы пресных подземных вод также скапливаются в основном в их краевых частях, где эти отложения представлены аллювиально-пролювиальными накоплениями конусов выноса и делювиальными образованиями предгорных шлейфов. Эти отложения состоят преимущественно из грубых осадков и по выходе поверхностных водотоков из гор на равнину поглощают до 90%, а иногда и все 100%

их стока, переводя последний в подземные воды (Предкиргизский, Верхне-Амударьинский, Дешт-Кевирский и другие бассейны). Дебиты родников, питающихся водами аллювио-пролювия, 10—15 л/с, скважин, каптирующих эти воды, 10—70, иногда 100 л/с и более, шахтных колодцев 5—10 л/с.

Мощность толщи пресных вод в бассейнах зависит от интенсивности тока воды со стороны внешних областей питания, которая в свою очередь опре-деляется количеством атмосферных осадков, разностью высот между внешней и внутренней областями питания и фильтрационными свойствами пород. Из этого следует, что она не одинакова не только в разных артезианских бассейнах, но и в пределах одного и того же бассейна. Например, в том же Джунгарском бассейне в южной части мощность толщи пресных вод достигает 2000 м, по направлению на север она уменьшается и постепенно пресные воды замещаются солоноватыми и солеными, которые, сформировавшись под влиянием испари-тельной концентрации, располагаются первыми от поверхности земли, а пресные под ними. Такое залегание пресных подземных вод широко распространено в артезианских бассейнах описываемой области. Помимо артезианских бассей-нов Центрально-Азиатского гидрогеологического района, оно установлено во многих артезианских бассейнах Средней Азии. Однако минерализация этих пресных вод по мере возрастания глубин снова повышается, сначала они ста-новятся солоноватыми, а затем солеными хлоридными патриевыми. Чем дальше от внешних областей питания бассейнов, тем меньше мощность толщи пресных вод. В центральных частях крупных артезианских бассейнов местами она, вероятно, отсутствует.

Большое значение в бассейнах области внутриматерикового стока имеют воды, формирующиеся в аллювиальных отложениях речных долин, среди которых установлены высокоминерализованные, солоноватые и пресные. Пос-ледние обычно формируются в верховьях долин и в их прирусловой части, где они тесно связаны с речными водами. Расход последних на питание подземных вод в некоторых реках достигает внушительных размеров. Например, в дельте Амударьи на грунтовое питание расходуется около 27% стока, или около 400—550 м³/с, реки Таримского бассейна отдают около 40% своих ресурсов на попол-нение грунтовых вод и т. д. Ширина зон пресных вод, формирующихся вдоль русел, определяется составом пород, мощностью поверхностных водотоков и их плановым рисунком, но местами достигает нескольких километров. Харак-терной особенностью грунтовых вод аллювиальных отложений является посте-пенное увеличение их минерализации от верховьев долин к низовьям. В связи с этим широкая и мощная зона пресных вод в верховьях долин по мере падения последних постепенно сокращается и в низовьях нередко выклинивается.

Аллювиальные образования обычно высоководоносны. Так, в Южно-Афганском бассейне дебиты родников, связанных с ними, достигают 15—40 л/с, в Верхне-Амударьинском — от 56 л/с на высоких террасах до 308 л/с в долине р. Балк. Притоки в скважины, каптирующие воды аллювия, в Ферганском бассейне до 14 л/с, Зеравшанском — до 15—20, Южно-Афганском — до 16, Джунгарском — до 15—22, Центрально-Гобийском — до 20—25, Верхне-Амударьинском — до 60—80 л/с и т. д.

Для артезианских бассейнов области характерно большое количество ин-фильтрационно-конденсационных линз пресных вод, плавающих на соленых и приуроченных к эоловым пескам, аллювиальным и озерным образованиям. Размеры линз колеблются от незначительных до огромных типа Ясханской (около 2000 км²). Линзы пресных вод выявлены в Северо-Прикаспийском,

Каракумском, Деште-Лутском, Джунгарском, Таримском, Цайдамском и Восточно-Гобийском бассейнах.

Такова довольно сложная картина формирования и распределения пресных подземных вод в артезианских бассейнах гидрогеологической области внутриматерикового стока. В целом она бедна ресурсами этих вод, и распределены они крайне неравномерно. Наиболее обеспечены ими краевые части бассейнов, где наблюдается наибольшее количество родников с пресной водой и обычно формируется гидрографическая сеть. Важное практическое значение имеют также воды аллювиальных отложений и линзы пресных вод.

Примерно 90% территории области слабо обеспечено ресурсами пресных подземных вод, около 9% относится к категории достаточно водообеспеченных и менее 1% — высоководообеспеченных.

Г. Гидрогеологическая область бассейна стока Индийского океана занимает около 20% площади Азиатского материка. В ней выделяется 11 гидрогеологических районов, включающих 14 артезианских бассейнов.

По особенностям формирования и распространения естественных ресурсов пресных подземных вод область разделяется на две части — западную, в которую входят Аравийско-Месопотамский, Красноморско-Аденский и Оманский гидрогеологические районы, и восточную, объединяющую остальные районы.

Для первой из них, принадлежащей к аридной зоне земного шара, характерны в основном те же закономерности формирования и распределения ресурсов пресных подземных вод, какие установлены для артезианских бассейнов области внутриматерикового стока.

Во внешних областях питания бассейнов наиболее водоносны закарстованные известняки. В частности, в Месопотамском бассейне из палеогеновых известняков выходят родники с дебитами от нескольких сотен литров воды в секунду до 40 м³/с, из неогеновых — до 500 л/с. В Аравийском бассейне из карстовых воронок в мезозойских известняках откачивается от 240 до 730 л/с воды; родники, питающиеся водами известняков палеогена и неогена, имеют дебиты от 5 до 400 л/с, а отдельные из них до 1700 л/с, шахтные и буровые колодцы — до 200 л/с и более, скважины — до 80 л/с. В Красноморско-Аденском и Оманском бассейнах дебиты родников, выходящих из мезозойских, палеогеновых и неогеновых известняков, колеблются от 100 до 1000 л/с.

Значительные ресурсы пресных подземных вод заключены здесь в кайнозойских эффузивах, дебиты родников из них до 30 л/с, притоки воды к скважинам до 15 л/с, а также в зонах разрывных дислокаций, к которым приурочены родники с дебитами до 320 л/с.

Во внутренних областях питания бассейнов аридной зоны пресные воды аккумулируются в аллювиально-пролювиальных отложениях, распространенных в их периферических частях и в аллювиальных отложениях верхних частей речных долин и вадей, где с этими отложениями связаны многочисленные родники, дебиты которых часто достигают нескольких десятков литров воды в секунду. По падению долин минерализация воды возрастает и в низовьях, а иногда уже и в средних частях вадей она становится непригодной для использования. Как и в других бассейнах аридной зоны, здесь формируются инфильтрационно-конденсационные линзы пресных вод, плавающие на соленых и приуроченные к песчаным отложениям вадей.

Характеристика описываемой территории в отношении распространения пресных подземных вод будет неполной, если не сказать о некоторых районах, где они залегают под солеными. Такие воды, в частности, установлены в западной части Аравийского артезианского бассейна. Они приурочены там к пале-

озойским отложениям, в которых вскрываются на глубине более 1000 м под чехлом мезозойских и кайнозойских соленосных образований. Дебиты скважин, каптирующих эти воды, иногда превышают 30 л/с.

Восточная часть гидрогеологической области бассейна стока Индийского океана отличается более значительными ресурсами пресных подземных вод, чем западная. Это объясняется весьма большим количеством выпадающих осадков, а также наличием в ряде артезианских бассейнов мощных толщ осадочных образований кайнозоя, аккумулирующих эти воды.

Во внешних областях питания Индского и Гангского артезианских бассейнов основная часть ресурсов пресных подземных вод заключена в закарстованных известняках и в зонах тектонических нарушений. Дебиты родников, выходящих из известняков, достигают 50—100 л/с, а суммарные дебиты некоторых групп родников в зонах разломов — 450 л/с. Некарбонатные литифицированные породы слабоводоносны; дебиты родников и колодцев, питающихся водами этих пород, как правило, колеблются от 0,1 до 1 л/с.

Во внутренних областях питания Индского и Гангского артезианских бассейнов значительные ресурсы пресных подземных вод формируются в аллювиально-пролювиальных и делювиальных отложениях, образующих подгорные равнины шириной до 60 км. Эти воды добывают здесь с помощью кяризов и буровых колодцев. Дебиты первых составляют несколько сот литров воды в секунду, вторых — 50—60 л/с. Огромными ресурсами пресных подземных вод во внутренних областях питания указанных бассейнов обладают отложения кайнозоя, имеющие мощность до 5—12 км. При этом мощность зоны пресных подземных вод в них местами достигает 2 км. Вследствие грубого состава водовмещающих пород, особенно в верхней части кайнозойского разреза, дебиты скважин характеризуются большими величинами. В южных частях бассейнов наблюдается инверсия в химическом составе подземных вод, обусловленная, как отмечалось выше, испарительной концентрацией. Здесь в близповерхностной зоне мощностью от 20 до 150 м развиты солоноватые и соленые воды, а пресные распространены под ними.

Южная половина восточной части области, расположенная в пределах Индостанского полуострова, гораздо беднее пресными водами, чем северная. В значительных количествах они накапливаются здесь лишь в прибрежных, хорошо увлажненных районах, сложенных кайнозойскими отложениями. Дебиты пройденных в них скважин часто достигают нескольких десятков литров воды в секунду. Широко развитые на этой площади траппы, осадочно-метаморфические образования докембрия и палеозоя обводнены слабо и преимущественно содержат воду с минерализацией более 1 г/л.

В целом около 30% территории описываемой области является достаточно обеспеченной, около 20% — высокообеспеченной и 50% — слабообеспеченной пресными подземными водами.

Д. Гидрогеологическая область бассейнов стока Тихого океана занимает около 25% площади Азиатского материка. В нее входят восточная часть побережья и обрамляющие материк островные дуги. Область разделяется на 18 гидрогеологических районов, включающих 103 артезианских бассейна.

В артезианских бассейнах материковой части области (Анадырский, Охотский, Удско-Тугурский и частично Монголо-Амурский районы), характеризующейся развитием толщи многолетнемерзлых пород, пресные подземные воды формируются главным образом в подрусловых и подозерных таликах, в зонах тектонических нарушений, на участках развития закарстованных разновозрастных известняков, в кайнозойских отложениях межгорных впадин,

а также в зоне экзогенной трещиноватости пород на участках, где эти породы не проморожены. Дебиты родников, питающихся подмерзлотными водами, колеблются от десятых долей до 5—12 л/с, в зонах разломов достигают 140 л/с. Дебиты скважин, вскрывших воду в подрусловых и подозерных таликах, до 20 л/с. В закарстованных известняках докембрия и палеозоя Охотского района и Зейско-Буреинского бассейна известны родники с дебитами до 100 л/с. Значительные ресурсы пресных подземных вод формируются здесь в кайнозойских отложениях внутренних областей питания бассейнов. Скважины, встретившие в них воду, дают притоки до 8—10 л/с.

В центральной и южной материковых частях области многолетнемерзлые породы отсутствуют, а количество осадков по направлению на юг постепенно возрастает.

Во внешних областях питания артезианских бассейнов основные ресурсы пресных подземных вод, как и в других гидрогеологических областях, по-прежнему сосредоточиваются в зонах экзогенной трещиноватости пород, разрывных дислокаций, в пределах полей закарстованных известняков и в широко развитых здесь четвертичных отложениях.

Мощность зоны экзогенной трещиноватости некарбонатных пород обычно не превышает 60—80 м, однако интенсивность трещиноватости и проникновения трещин на глубину в южном направлении уменьшается в связи с тем, что в этом же направлении начинает возрастать роль химического и биохимического процессов выветривания пород, в результате которых последние, разрушаясь, залечивают продуктами разрушения трещины. С зоной экзогенной трещиноватости связаны временные и постоянные родники, дебиты которых изменяются от сотых долей до 1—2 л/с. В зонах тектонических нарушений, проходящих в тех же породах, они возрастают до 5—10 л/с и более.

Наиболее водоносны среди пород внешних областей питания бассейнов, как и в других гидрогеологических областях, закарстованные карбонатные породы. Они исключительно широко распространены в центральной и южной частях Китая и на Индокитайском полуострове, где с ними связаны родники с дебитами до нескольких кубометров воды в секунду. Несмотря на то, что режим дебитов родников зависит от режима выпадения осадков и в связи с этим они весьма непостоянны во времени, на использовании карстовых родниковых вод часто основывается водоснабжение не только небольших населенных пунктов, но и крупных городов.

Значительная часть естественных ресурсов пресных подземных вод заключена в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях внутренних областей питания артезианских бассейнов. Дебиты скважин, каптирующих эти воды, обычно 10—20 л/с, но нередко достигают 50—60 л/с и более.

Значительными ресурсами пресных подземных вод обладают артезианские бассейны Тихоокеанских островных дуг. Во внешних областях питания весьма сильно обводнены кайнозойские вулканогенные образования, слагающие плато (если они не вскрыты эрозией до подошвы и не сдренированы) и вулканические конусы. Дебиты родников, выходящих из этих пород, колеблются от 5 до 4000 л/с. Такой же обводненностью характеризуются закарстованные известняки, широко развитые в южной части района.

Во внутренних областях питания артезианских бассейнов пресные воды аккумулируются в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных четвертичных образованиях и в верхних частях разреза неогеновых отложений. Дебиты скважин, вскрывающих четвертичные отложения, достигают 60—90 л/с. Эти воды широко применяются для различных целей. Например, в Японии изве-

стно более 60 водозаборов с производительностью 600 л/с и более каждый, использующих напорные воды четвертичных отложений.

Таким образом, в целом гидрогеологическая область бассейна стока Тихого океана обладает наибольшими ресурсами пресных подземных вод по сравнению с другими областями Азиатского материка: 60% ее территории является высокообеспеченной, 25% — достаточно- и 15% — слабообеспеченной.

Сравнительная характеристика относительной обеспеченности территории Азии пресными подземными водами приведена в табл. 64 и показана на рис. 64.

Таблица 64

Гидрогеологическая область бассейна стока	Площадь, млн. км²	Водообеспеченность					
		высокая		достаточная		слабая	
		млн. км²	%	млн. км²	%	млн. км²	%
Северного Ледовитого океана	11,4	—	—	4,6	40	6,8	60
Средиземного и Черного морей	0,7	0,1	15	0,5	70	0,1	15
Внутриматерикового	9,8	0,1	1	0,9	9	8,8	90
Индийского океана	10,2	2,0	20	3,1	30	5,1	50
Тихого океана	11,2	6,7	60	2,8	25	1,7	15
Итого . . .	43,3	8,9	21	11,9	27	22,5	52

Все изложенное о формировании ресурсов пресных подземных вод на площади Азиатского материка показывает, что оно происходит под влиянием комплекса природных факторов, сложное сочетание которых обусловливает весьма неравномерное их распределение не только в гидрогеологических областях, но и в отдельных бассейнах. Однако главными источниками восполнения ресурсов пресных подземных вод являются атмосферные осадки, инфильтрующиеся через зону аэрации, и конденсация паров воды в грунтах. По современным представлениям последний процесс распространен практически повсеместно, но масштабы его проявления в различных районах, по-видимому, не одинаковы. По мнению В. Ф. Дерпгольца (Гавриленко, Дерпгольц, 1971), на территории развития многолетнемерзлой зоны «конденсация имеет главное, но далеко не исключительное значение». Проведенными наблюдениями в Енисейском секторе Арктики (бассейн р. Пясины) было установлено, что поверхностный сток на 37% превышает величину осадков. Эту разницу между осадками и стоком он объясняет поступлением влаги за счет конденсации. Интенсивно этот процесс происходит и на территориях с резко континентальным климатом, характеризующихся большой амплитудой суточных температур воздуха и повышенным содержанием влаги в горах. По данным В. В. Климочкина (1959), в некоторых южных районах Западного Забайкалья количество поступающей в грунт конденсационной влаги достигает 30% от общего количества выпадающих здесь осадков. Значение конденсационной влаги в формировании ресурсов подземных вод еще раньше было показано А. А. Маккавеевым (1936) по работам в пустыне Гоби в Южной Монголии. Н. Д. Буданов (1964) наблюдал родники, питающиеся конденсационной влагой, на восточном склоне Урала. Однако для всего Азиатского материка нельзя дать даже приближенную количественную оценку роли

конденсационной влаги в питании подземных вод из-за слабой изученности этого процесса.

И. А. Федосеев (1967), рассматривая эту проблему в планетарном масштабе, указывает на ее небольшую роль в целом и отмечает, что она имеет значение



[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

собой как бы огромное сложное пластовое, а в отдельных районах линзообразное тело, располагающееся на солоноватых и соленых подземных водах зон затрудненного и застойного режимов. Однако не во всех артезианских бассейнах встречается такое идеальное соотношение между пресными и солеными водами. В ряде бассейнов, преимущественно находящихся в гидрогеологической области внутриматерикового стока, внешние области питания которых размещаются высоко в горах, пресные воды проникают в нехарактерную для них зону затрудненного водообмена, а иногда и застойного режима, где, подстилая солоноватые и соленые воды, а местами и рассолы, образуют инверсионный гидрохимический профиль бассейнов.

Это установлено в основном в непосредственной близости к внешним областям питания артезианских бассейнов, со стороны которых происходит подток пресных вод, оттесняющих под влиянием напора более минерализованные воды.

Наибольшими ресурсами пресных подземных вод обладают артезианские бассейны гидрогеологической области бассейна стока Тихого и восточной части Индийского океанов. Для них характерны достаточное, а частично и избыточное увлажнение, хорошая промытость пород верхней части разреза бассейнов и вследствие этого большая мощность толщи пресных вод (до 2 км), наличие крупных родников с пресной водой, высокие напоры подземных вод, огромные масштабы карстовых процессов и связанных с ними водопроявлений, а также густая гидрографическая сеть.

Значительно меньшими ресурсами пресных подземных вод обладают артезианские бассейны, расположенные в аридной зоне материка.

Сюда относится большинство артезианских бассейнов области внутриматерикового стока, бассейны западной части гидрогеологической области бассейна стока Индийского океана и некоторых других районов. Артезианские бассейны этих территорий характеризуются очень небольшой мощностью зоны пресных вод, а местами и ее отсутствием, сложным взаимоотношением пресных и высокоминерализованных вод в вертикальных разрезах некоторых бассейнов, пестрым химическим составом первой от поверхности земли подземной воды, своеобразными условиями восполнения их ресурсов, происходящего главным образом через внешние области питания, и разгрузки, осуществляющейся путем испарения и приводящей к широкому развитию процессов поверхностного засоления пород. Именно в артезианских бассейнах аридной зоны материка чаще всего формируются линзы пресных вод, плавающие на соленых, самых различных размеров. В эту зону входит гидрогеологическая область внутриматерикового стока, 90% территории которой является слабоводообеспеченной.

Останавливаясь на общей характеристике ресурсов пресных подземных вод гидрогеологической области, принадлежащей к бассейну стока Северного Ледовитого океана, необходимо еще раз подчеркнуть, что огромная территория ее находится в области развития криолитозоны. Вследствие этого большая часть ресурсов пресных вод перешла здесь из жидкого состояния в твердое. Пресные воды на площади развития многолетнемерзлых пород наблюдаются главным образом в подрусловых и подозерных таликах, в зонах разрывных нарушений. Участки распространения этих вод носят спорадический характер и их, конечно, недостаточно, чтобы считать всю область развития многолетнемерзлых пород водообеспеченной. Что касается остальной территории бассейна стока Северного Ледовитого океана, т. е. не подвергшейся промерзанию, то ресурсы пресных вод ее достаточно высоки. Особенно интересной здесь является территория, прилежащая к Байкалу, характеризующаяся обильными

атмосферными осадками, активным водообменом и поэтому самой мощной толщей пресных подземных вод в Азии, достигающей 2,5 км.

В общем выявленные закономерности в формировании и распределении ресурсов пресных подземных вод хорошо коррелируются с предложенной В. Т. Зайчиковым (1969) схемой районирования территории зарубежной части Азии по степени относительной водообеспеченности поверхностными водами.

Заканчивая краткую характеристику особенностей формирования и распределения ресурсов пресных подземных вод на территории Азии, необходимо отметить следующее. Обеспечение пресными подземными водами дальнейшего развития промышленности, сельского хозяйства и роста народонаселения — одна из главных проблем современной гидрогеологии. Эта проблема особенно актуальна для районов, отличающихся высокой концентрацией промышленности и населения, в которых уже сейчас появились признаки истощения водных ресурсов. Она важна не только для аридной зоны, но, как справедливо отмечает М. И. Львович (1968), и для зоны избыточного и повышенного увлажнения в связи с неравномерностью выпадения осадков в течение года и наличием периода с резко сниженным количеством их. Сухой период продолжается 2—3 месяца в зоне сильного переувлажнения и до 4—5 месяцев в зоне повышенного увлажнения материка. В течение этого времени испаряющая возможность территории значительно выше количества выпадающих осадков. Это приводит к изменению режима поверхностных водотоков, а иногда и к полному пересыханию их. Орошение и водоснабжение в сухой сезон возможны лишь при организации регулирования поверхностного стока или привлечения ресурсов пресных подземных вод. Увеличение последних здесь может быть достигнуто путем выявления новых участков их распространения и магазинирования поверхностного стока. В аридных районах кроме названных мероприятий оно возможно также за счет опреснения минерализованных вод, уменьшения потерь на испарение, привлечения конденсационной влаги и проведения комплекса мероприятий по охране подземных вод от истощения и загрязнения.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Весьма разнообразный в геолого-тектоническом отношении материк Азии располагает огромными ресурсами минеральных и термальных подземных вод, различающихся по температуре, газовому и химическому составу, а также минерализации. Учитывая, что эти воды на территории Советского Союза получили достаточно широкое освещение в отечественной литературе, в настоящей работе основное внимание уделяется характеристике минеральных и термальных вод Зарубежной Азии.

При составлении карты-схемы распространения этих вод (рис. 65) по территории СССР использованы карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 7 500 000 (Иванов и др., 1960), того же масштаба гидрохимическая карта СССР (Зайцев, Толстихин, 1966), карта минеральных лечебных вод СССР масштаба 1 : 4 000 000 (Иванов, 1968), объяснительные записки к ним и ряд монографических описаний этих вод по отдельным районам страны.

По Зарубежной Азии при составлении карты использованы опубликованные материалы, а также данные наблюдений автора, посетившего некоторые минеральные источники Индонезии во время работы в составе Советско-Индонезийской вулканологической экспедиции в 1962—1963 гг.

Всего в странах Зарубежной Азии выявлено более 1800 минеральных и термальных источников или их групп, располагающихся главным образом в Турции, Северном Иране, Афганистане, Монголии, Корейской Народно-Демократической Республике, Демократической Республике Вьетнам. Значительно меньше данных о минеральных и термальных водах Китая и особенно Индии, Филиппин, большей части Индонезии. Отмеченное состояние изученности этих вод нашло отражение и на упоминавшейся карте-схеме их распространения. Из этой схемы видно, что установленные для территории Советского Союза закономерности распределения минеральных и термальных вод продолжаются и полностью подтверждаются в странах Зарубежной Азии. В соответствии с этим для Азиатского материка в настоящее время представляется возможным выделить следующие шесть провинций минеральных и термальных вод:

I — сероводородно-углекислых и азотно-углекислых терм областей современного вулканизма;

II — углекислых вод областей молодой магматической деятельности;

III — азотных щелочных терм областей новейших тектонических движений;

IV — азотно-углекислых и азотных высокоминерализованных терм морских побережий;

V — азотных, азотно-метановых, метановых и углекислых преимущественно термальных вод в осадочном чехле внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов;

VI — холодных кислородно-азотных, радоновых слабоминерализованных вод (на схеме не выделены).

Провинции I, II (за исключением участков распространения высокоминерализованных углекислых вод), III, IV и VI приурочены к внешним областям питания артезианских бассейнов, провинции V и в весьма небольшой степени II занимают их внутренние области питания.

I. Провинция сероводородно-углекислых и азотно-углекислых терм областей современного вулканизма приурочена исключительно к Тихоокеанским островным дугам. На участках проявления современного вулканизма, которые характеризуются наиболее высокими известными значениями теплового потока, достигающими 2,2μ кал/с·см^2, чрезвычайно широко развиты выходы горячих и кипящих вод и паровых струй.

Сероводородно-углекислые термальные воды генетически связаны с выходами горячих вулканических эманаций и приурочены к вулканическим аппаратам.

Как показали многочисленные исследования (Набоко, 1959; Уайт, Уоринг, 1965), газы современных вулканов состоят, за вычетом паров воды и газов воздушного происхождения, преимущественно из кислых газов — HCl, H_2S, SO_2 и CO_2. Поступающие на поверхность вулканические газы по составу разграничиваются на две группы — фумарольные (хлористо-сернисто-углекислые), обычно высокотемпературные, и сольфатарные (сероводородно-углекислые), относительно низкотемпературные. Вторая группа представляет собой газы, «отфильтрованные» на глубине подземными водами, которые перехватывают их хорошо растворимые компоненты (из главных газов HCl).

При растворении вулканических газов этих групп в подземных водах формируются несколько различные воды, которые В. В. Ивановым (1957), названы соответственно фумарольными термами «поверхностного» и «глубинного» формирования.

Фумарольные термы поверхностного формирования распространены обычно в привершинных частях вулканических аппаратов и обнаруживают тесную

Таблица 65*

Источник	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	HBO_2, г/л
I. Воды поверхностного формирования						
Япония						
Кагамизава (Тамагава) . .	55	0,52	$\frac{(SO_4 60 + HSO_4 33)93}{H33Al27Ca16Na11Mg11}$	2,49	0,128	—
Матсукава	78,6	0,67	$\frac{SO_4 99}{(Na26+K4)30Ca24Al18H12Mg10}$	3,1	0,088	0,013
Такинуе	44	0,50	$\frac{SO_4 96}{(Na+K)35Ca33Mg20H10}$	3,1	0,055	—
Дандзою (Беппу)	49	0,33	$\frac{(SO_4 79 + HSO_4 7)86Cl14}{Na29Al22Mg22Ca18}$	2,4	0,078	—
Индонезия						
Источник в кратере вулкана Сопутан	94	1,9	$\frac{(SO_4 80 + HSO_4 20)100}{H65Al18}$	1,95	0,312	—
Бату Путих	96	1,48	$\frac{(SO_4 85 + HSO_4 14)99}{H62(Na13+K2)15Ca13}$	2,08	0,262	—
Оз. Телага Варна, вулкан Дieнг	20	3,95	$\frac{SO_4 99}{H95,5}$	2,4	—	—
II. Воды глубинного формирования						
Япония						
Кава-ю	65	5,943	$\frac{(SO_4 41 + HSO_4 21)62Cl38}{H33Al22(Na19+K2)21Ca15}$	1,5	0,286	0,064
Обуки (Тамагава)	97,8	4,76	$\frac{Cl78(SO_4 10 + HSO_4 8)18}{H70Al15Ca5}$	1,3	0,341	0,09
Кавараге	92	4,5	$\frac{Cl80(SO_4 11 + HSO_4 9)20}{H62Al14Mg12Ca6}$	1,35	—	—
Якияма	88	36,8	$\frac{Cl85(HSO_4 10 + SO_4 5)15}{H57Ca14(Na10+K1)11}$	0,4	0,833	0,467
Юмото (Насу)	70	2,72	$\frac{(HSO_4 46 + SO_4 39)85Cl15}{H46Al29Ca10Mg8}$	1,5	0,191	0,232
Сечо-гавара	61	3,3	$\frac{(SO_4 43 + HSO_4 18)61Cl39}{H61Al24}$	1,45	—	—
Остров Тайвань						
Хокуто	93	9,21	$\frac{Cl72(SO_4 16 + HSO_4 12)28}{H47(Na29+K6)35Al10}$	1,18	0,179	0,078
Индонезия						
Чнатер	40	1,26	$\frac{Cl63SO_4 34}{H31Al21Ca20(Na12+K3)15}$	2,32	0,204	—
Кратерное озеро вулкана Кава Иджен	20	106,34	$\frac{SO_4 68Cl32}{H57Al30}$	0,02	0,094	—

* По данным К. К. Зеленова (1965), Р. И. Ткаченко, Т. Андо (Ando, 1957), Р. В. Беммелена (Bemmelen, 1949), Н. Икеды (Ikeda, 1954), И. Ивасаки (Iwasaki, 1962), И. Ивасаки и др. (Iwasaki e. a., 1966), Х. Каваками и др. (Kawakami e. a., 1958), С. Муто (Mutoo, 1954), Х. Накамуры и др. (Nakamura e. a., 1960), Х. Накамуры и К. Суми (Nakamura, Sumi, 1961), К. Сато (Sato, 1961).

связь с сольфатарными полями. Такого типа воды отмечаются на очень многих вулканах Камчатки, Курильских островов, Японии, Филиппин, Индонезии. Температура вод колеблется от 20 до 100° С. Дебиты источников, как правило, невысокие. Эти воды являются кислыми (pH 2—4) растворами, обычно с невысокой минерализацией (до 2 г/л). В анионном составе их (табл. 65) резко преобладает сульфат-ион. Катионный состав вод довольно пестрый. По происхождению эти фумарольные термы представляют собой грунтовые, а иногда и поверхностные воды, растворяющие вулканические эманации сероводородно-углекислого состава. При окислении сернистых газов кислородом воздуха формируется сульфат-ион; катионы выносятся из вмещающих пород.

Фумарольные термы глубинного формирования — это ультракислые воды (pH $< 2{,}5$) с минерализацией от 2—3 до нескольких десятков граммов на литр. Источники этой группы характеризуются высокими дебитами и температурой воды (40—100° С). В анионном составе ее наряду с сульфат-ионом существенную, а иногда и преобладающую роль играет хлор-ион (см. табл. 65). Катионный состав воды обычно довольно сложный, часто в нем доминирует водород. В большинстве случаев отмечаются высокие концентрации H_2SiO_3 и HBO_2. В газовом составе фумарольных терм преобладают сероводород и углекислота, характеристика состава спонтанных газов (объемн.%) некоторых фумарольных терм Японии приведена в табл. 66.

Таблица 66*

Источник	Температура воды, °С	H_2S	SO_2	CO_2	Прочие
Обуки (Тамагава)	95,5	24		73	3
Матсукава	86	6	0,1	91	3
Манза	95	54,1	0,1	42,3	3,6
Сечо-гавара . . .	61	—	56	43	1

* По данным Т. Андо (Ando, 1957) и работы «Вулканические газы в Японии» («Volcanic Gases in Japan», 1962).

Фумарольные термы этой группы обычно формируются в сравнительно глубоких частях вулканических аппаратов. Образование их связано с поступлением в подземные воды горячих вулканических эманаций, содержащих наряду с сероводородом и углекислотой такие газы, как HCl и HF. Формирующиеся ультракислые растворы интенсивно перерабатывают вмещающие вулканические породы, превращая их в опалито-кварциты (иногда алунитовые).

Фумарольные термы глубинного формирования распространены несравненно меньше, чем поверхностного. Они известны на Курильских островах (источники Верхне-Юрьевские, Нижне-Менделеевские и др.), в Японии (Тамагава, Матсукава, Манза и др.), на о. Тайвань (Хокуто), в Индонезии (Чиатер и др.).

В качестве представителей терм глубинного формирования рассмотрим источники Тамагава в Японии и источники Чиатер в Индонезии, характеризующиеся накоплением значительных количеств хемогенных осадков, представленных в первом случае хокутолитом, во втором — преимущественно ярозитом.

Источники Тамагава расположены у западного подножия вулкана Якеяма в северной части о. Хонсю и приурочены к вулканогенным отложениям его основания (рис. 66). Здесь отмечается большое число сольфатар и термальных источников (Sato, 1961), расположенных в кратероподобной депрессии диаметром около 600 м, образовавшейся в результате разрушения и выноса гидротермально измененных пород. На этом участке разгружаются как чисто сульфатные кислые воды поверхностного формирования (источник Кагамизава, см. табл. 65), так и хлоридно-сульфатные воды глубинного формирования (источник

Обуки, табл. 67). В русле термального потока источника Обуки накапливается осаждающийся из его воды радиоактивный осадок — хокутолит (Ba × × Pb)SO_4. Этот минерал, впервые открытый в 1906 г в районе источника Хокуто на о. Тайвань, имеет промежуточный состав между сульфатами бария и свинца с преобладанием первого. Накопления хокутолита помимо указанных районов отмечаются еще только у источников Кавараге, также находящихся в северной части о. Хонсю.

Источники Чиатер расположены на северо-восточном склоне вулкана Танкубан Праху на о. Ява в 31 км севернее Бандунга и приурочены к туфобрекчиям андезитового состава. Здесь имеется около 10 выходов термальной воды,

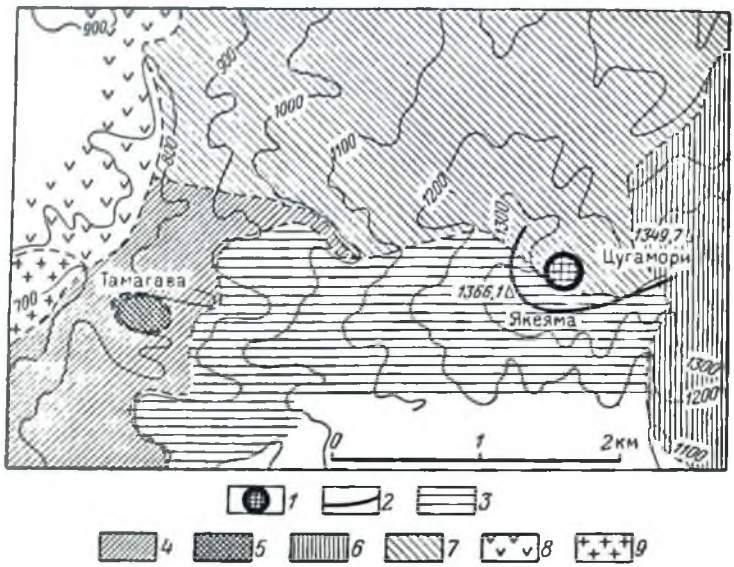


Рис. 66. Геологическая карта района Якеяма — Тамагава (Sato, 1961)
Вулкан Якеяма: *1* — центральный конус, сложенный дацитами; *2* — кальдера; *3—5* — лавовые комплексы: *3* — верхний, *4* — нижний, *5* — доякеямский; *6* — лава сомма Цугамори; *7* — лава Шибукуро, *8* — вулканические образования Шибакура; *9* — кислые вулканические породы Тазава

образующих речку Чипапас (рис. 67). Температура воды в среднем около 40° С (от 32 до 44° С), она кислая (pH 2,25—2,81), хлоридно-сульфатная с преобладанием среди катионов водорода, алюминия и кальция (см. табл. 67; Bemmelen, 1949).

По данным индонезийских геологов, на участке выходов источников Чиатер накопилось большое количество железосодержащих осадков: ярозита более 800 тыс. т, железо-фосфатов 75 тыс. т и окисных железных руд около 500 тыс. т. Общая мощность этих осадков в центральной части участка достигает 13 м. Окисные железные руды образуют два полуметровых прослоя в верхней части толщи, сложенной главным образом ярозитом, а самая верхняя часть разреза образована железо-фосфатными отложениями мощностью около 1 м.

Наблюдениями К. К. Зеленова и Р. И. Ткаченко (1970) над условиями современного осадконакопления у источников установлено, что железо-фосфаты отлагаются в непосредственной близости от мест их выходов, ярозиты — на

обширной площади в незначительном удалении от них, а окисные железные руды — по периферии участка и руслу термального потока.

Участок источников Чиатер — в настоящее время единственный известный участок, где наблюдается образование железо-фосфата вулканогенного происхождения. Накопления ярозита довольно часто встречаются в местах разгрузки

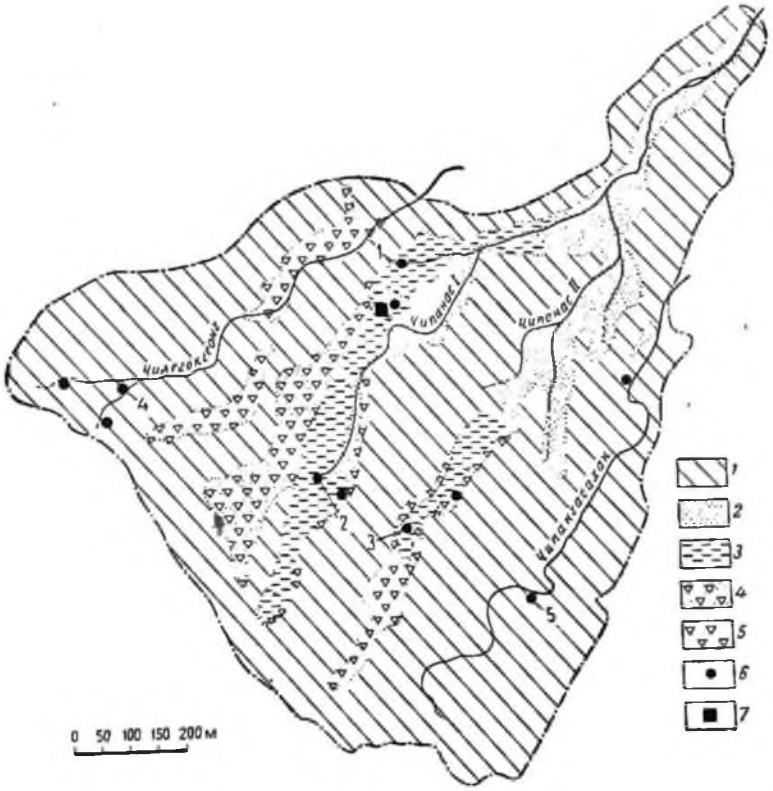


Рис. 67. Схематическая геологическая карта района источника Чиатер (по Зеленову и Ткаченко, 1970)

1 — туфы, туфобрекчии, лавы андезитового состава; *2* — ярозиты; *3* — железо-фосфаты, перекрывающие ярозиты; *4* — железные руды, перекрывающие ярозиты; *5* — железные руды; *6* — термальные источники; *7* — скважины; 1—5 (в кружках на карте) — места отбора проб воды

кислых фумарольных вод. Значительное число месторождений ярозита такого генезиса известно в Японии (Saito, 1953).

Весьма близки по составу к сероводородно-углекислым водам глубинного формирования воды некоторых кратерных озер действующих вулканов, широко развитые на Курильских островах, в Японии (Первольф, 1944), на Филиппинах и в Индонезии (Neumann, 1951, 1953). Интересным примером подобных вод являются воды кратерного озера вулкана Кава Иджен, находящегося на восточной оконечности о. Ява (Индонезия). Озеро размером 900 × 600 м и глубиной более 200 м представляет собой резервуар воды с уникально низким значением pH (0,02) и с минерализацией 106,3 г/л. Состав воды сульфатно-хлоридный,

Наименование и местонахождение источника	Температура воды, °С	Сухой остаток, г/л	Компо					
			H^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}
Кава-ю, вулкан Атосанупури, о. Хоккайдо	65	5,94	32	430	94	300	33,6	Не опр.
			32,0	18,7	2,4	15,0	2,8	—
			33	19	2	15	3	—
Обуки (Тамагава), вулкан Якеяма, о. Хонсю	97,8	4,76	62 **	35	31	99	42	63
			62,0	2,4	0,8	4,9	3,5	2,3
			70	3	1	5	4	2
Сечо-гавара, вулкан Кусацу-Сиране, о. Хонсю	61	3,30	43 **	31	18	51	24,5	103
			43,0	1,3	0,5	2,5	2,0	3,7
			61	2	—	3	3	6
Чпатер, вулкан Танкубан Праху, о. Ява	40	1,26	8,3 *	77	28,5	105,5	30,4	18,2
			8,3	3,4	0,7	5,3	2,5	0,6
			31	12	3	20	10	3
Кратерное озеро вулкана Кава Иджен, о. Ява	Холодная	106,34	1044	1100	1051	888,1	699	1496,5
			1044,0	47,8	26,9	44,4	57,5	53,5
			57	3	1	2	3	3

* По данным К. К. Зеленова (1965), Т. Андо (Ando, 1957), Р. В. Беммелена (Bemmelen, 1949).
** Рассчитано по аналитическим определениям суммарного содержания сульфат-ионов, pH и H^+.

среди катионов резко преобладают водород и алюминий (см. табл. 67; Зеленов, 1965). Берега озера сложены водорастворимыми квасцами — сульфатами алюминия и натрия.

Азотно-углекислые термы — также весьма характерная группа вод, связанная по происхождению с процессами современного вулканизма. На территории Тихоокеанских островных дуг эти воды широко распространены. Обычно они приурочены здесь к крупным кальдерам и вулкано-тектоническим депрессиям и, как правило, разгружаются по периферии вулканических аппаратов или на некотором расстоянии от них. Дебиты источников часто достигают 100 л/с и более. Температура воды в очагах разгрузки близка к точке кипения, на глубине она часто бывает перегретой. Минерализация не превышает 5 г/л. В анионном составе (табл. 68) преобладает хлор-ион, но иногда весьма существенную роль играют сульфат- и гидрокарбонат-ионы. В катионном составе за редкими исключениями ведущая роль принадлежит натрию. Реакция воды в местах разгрузки нейтральная или слабощелочная. Обычно отмечаются высокие концентрации H_2SiO_3 (до 540 мг/л) и HBO_2 (до 100 мг/л).

В газовом составе воды преобладают азот и углекислота, находящиеся в самых различных соотношениях. Например, содержание азота в воде источников Наруго (о. Хонсю) составляет 96,5%, а углекислоты — 1,7%, тогда как в воде источников Одаке (о. Кюсю) оно равно соответственно 4,9 и 95,03% (Iwasaki, 1962; Noguchi, 1966).

В. В. Иванов (1960) дает следующую характеристику этих вод: «На глубине они являются сильно перегретыми (200—300° С и более) и выходят на поверхность лишь в редких случаях, только при наличии крупных тектони-

Таблица 67*

центы минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв

Fe^{2+}	Al^{3+}	Mn^{2+}	Ti^{4+}	F^-	Cl^-	HSO_4^-	SO_4^{2-}	HPO_4^{2-}	pH	H_2SiO_3, г/л	HBO_2, г/л
125	189	8,8	Не опр.	Не опр.	1429	2217	2091	Не опр.	1,5	0,286	0,064
6,7	21,0	0,3	—	—	40,3	23,0	43,5	—			
6	22	—	—	—	38	21	41	—			
Не опр.	118	3	Не опр.	70	2382	703 **	424 **	Не опр.	1,3	0,341	0,090
—	13,1	0,1	—	3,7	67,2	7,3	8,8	—			
—	15	—	—	4	78	8	10	—			
14	153	Не опр.	Не опр.	Не опр.	817	1010	1232	13	1,45	Не опр.	Не опр.
0,7	17,0	—	—	—	23,0	10,4	25,6	0,3			
1	24	—	—	—	39	18	43	—			
Не опр.	51,3	2,2	Не опр.	12,2	544	Нет	404,5	0,25	2,32	0,204	»
—	5,7	0,1	—	0,6	15,3	—	8,4	—			
—	21	—	—	3	63	—	34	—			
361,4	4913,1	Не опр.	23,4	Не опр.	20561,4	Нет	60 223	28	0,02	0,094	»
19,4	545,9	—	2,0	—	579,8	—	1254,6	0,6			
1	30	—	—	—	32	—	68	—			

И. Ивасаки и др. (Iwasaki e. a., 1966), К. Сато (Sato, 1961).

ческих разломов, образуя кипящие и сильнопарящие источники и пароводяные струи, иногда с эффектным гейзерным режимом фонтанирования». Такие «идеальные» представители азотно-углекислых вод имеют почти чистый хлоридный натриевый состав. Во многих случаях для них характерен гейзерный режим разгрузки и отложение своеобразных кремнистых осадков — гейзеритов. В очагах разгрузки этих вод происходит интенсивное выделение газовой фазы, представленной N_2 и CO_2 с некоторой примесью H_2S. Взаимодействуя с грунтовыми водами, сероводород и углекислота обусловливают формирование вторичных кислых сульфатных или нейтральных сульфатно-гидрокарбонатных вод. Характерные примеры распространения азотно-углекислых перегретых вод известны на Камчатке (Долина Гейзеров, Паужетка и др.) и в Японии (Акиномия, Оникобе, Одаке).

По вопросу формирования ионного состава азотно-углекислых вод нет единого мнения. Так, Д. Е. Уайт (1965) считает, что хлоридный натриевый состав их обусловливается поступлением галоидов щелочей из магматических очагов, переносимых плотным высокотемпературным паром. В. В. Иванов связывает формирование их ионного состава с поступлением одной части хлоридов из морских отложений, а другой в результате выщелачивания вулканических пород. Р. И. Ткаченко (1966) считает, что эти воды могут образоваться при нейтрализации первично ультракислых сероводородно-углекислых вод за счет реакций с вмещающими породами и гидротермального изменения последних.

Изучение материалов по вулканическим водам Японии и наблюдения Р. И. Ткаченко в Индонезии показывают, что границы описываемой группы

Таблица 68*

Источник	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	HBO_2^-, г/л
Япония						
Овани	70	2,5	$\frac{Cl68SO_427}{(Na69+K2)71Ca28}$	7,5	—	0,028
Икаригасеки	63	1,3	$\frac{Cl91}{(Na78+K2)80Ca20}$	7,4	—	0,018
Ою (Мияпасэ)	99	1,15	$\frac{Cl66SO_423HCO_311}{(Na89+K4)93}$	8,6	0,425	—
Юнотай (Акиномия)	70	1,27	$\frac{Cl91}{(Na86+K4)90}$	7,2	0,114	—
Тодороки	87	1,1	$\frac{Cl81SO_410HCO_39}{(Na77+K4)81Mg10}$	7,4	0,357	—
Оиикобе, скв.	100	1,258	$\frac{Cl82SO_410}{(Na87+K3)90Ca7}$	8,4	0,273	0,016
Наруго	100	1,65	$\frac{Cl65SO_433}{(Na92+K2)94}$	8,4	—	0,092
Юмото (Хаконе)	72	1,2	$\frac{Cl82SO_410}{Na89Ca11}$	8,4	—	—
Одаке, скв.	100	2,23	$\frac{Cl87SO_4136}{(Na90+K5)95}$	8,4	0,540	—
Остров Тайвань						
Созан	62	2,23	$\frac{Cl92HCO_38}{(Na+K)72Ca28}$	—	—	—
Индонезия						
Пасо	70	0,632	$\frac{HCO_353Cl42}{(Na88+K3)91Ca6}$	—	0,106	—
Гарут	37	1,818	$\frac{SO_467HCO_323Cl10}{Mg50(Na28+K3)31Ca19}$	6,6	0,115	—
Источник на северном склоне вулкана Дieнг	37	0,702	$\frac{HCO_372SO_418Cl10}{(Na50+K9)59Mg19Ca17}$	7,7	—	—
Блаван	37	2,1	$\frac{HCO_356SO_427Cl17}{(Na47+K4)51Mg35Ca14}$	7,7	—	—
Источник на западном побережье о. Бали	37	0,536	$\frac{Cl54SO_440}{(Na65+K5)70Ca30}$	6,1	—	—

* По данным Р. И. Ткаченко, Х. Накамуры (Nakamura, 1958, 1959), Х. Накамуры и К. Маеды (Nakamura, Maeda, 1959б), Х. Накамуры и др. (Nakamura e. a, 1961), Т. Ногуши (Noguchi, 1966), К. Сато (Sato, 1961), Г. А. Уоринга (Waring, 1965).

вод должны быть расширены за счет включения в нее вод со значительным содержанием сульфатов (районы Овани, Наруго в Японии, источники западной оконечности о. Бали в Индонезии) и гидрокарбонатно-сульфатных вод (Беппу в Японии, Пасо на Сулавеси и район вулкана Диенг на Яве в Индонезии).

Воды с высокими концентрациями сульфатов формируются, по-видимому, в гидрогеологически раскрытых структурах, где создаются благоприятные условия для окисления сернистых газов. Гидрокарбонатно-сульфатные натриевые (иногда щелочноземельные) воды образуются, по мнению Д. Е. Уайта, при наличии в основании вулканических зон карбонатных пород. Это подтверждается приуроченностью подобных вод к районам именно с таким геологическим строением (о. Ява, Индонезия; Новая Зеландия; некоторые районы Запада США).

II. Провинция углекислых вод областей молодой магматической деятельности приурочена к областям кайнозойской складчатости (альпийской и востока Азии) и области эпиплатформенного орогенеза. Особенно широко эти воды развиты в западной части зоны альпийской складчатости (Турция, Малый Кавказ, Северный Иран, Северный Афганистан) и в северной части области эпиплатформенного орогенеза (Восточная Монголия, Забайкалье, Приморье, КНДР), где выделяются крупные поля их распространения. На остальной территории, в том числе в области кайнозойского тектогенеза востока Азии, они пользуются локальным распространением.

Провинция углекислых вод включает территории, характеризующиеся самыми различными геолого-структурными и гидрогеологическими условиями, что и предопределяет их весьма разнообразный химический состав.

Из общего числа (около 300) известных на территории Зарубежной Азии углекислых источников химическими анализами охарактеризовано менее половины. Остальные отнесены в эту группу главным образом по качественным признакам — указаниям на интенсивное выделение углекислоты и мощные накопления травертинов.

Углекислые воды Азиатского материка подразделяются на два основных типа: слабоминерализованные (до 4 г/л) холодные и термальные трещинно-жильные воды горных сооружений и высокоминерализованные (до 25 г/л) холодные и термальные пластово-поровые и пластово-трещинные воды межгорных и предгорных впадин.

Первый тип вод, составляющий подавляющую часть их проявлений, широко распространен. Выходы этих вод установлены во многих районах Турции, Северного Ирана, Афганистана, Монголии, КНДР, Южного Вьетнама, Японии, Индонезии, в пределах Советского Союза в Средней Азии, Забайкалье, Приморье. Хотя сведения об углекислых водах Пакистана, Индии, большей части Китая, Индокитайского полуострова и Филиппин почти отсутствуют, считать, что в этих районах углекислые воды не распространены, нет оснований. Наоборот, на таких, например, территориях, как Северная Индия, Филиппины и некоторых других, где в той или иной степени проявился молодой магматизм, наличие источников углекислых вод весьма вероятно.

Минерализация описываемых минеральных вод колеблется от десятых долей до 4 г/л, редко более, но обычно превышает 1 г/л. Содержание углекислоты в воде большинства источников выше 0,5 г/л и иногда достигает 3 г/л. По составу эти воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатно-хлоридные, преимущественно кальциево-магниевые, кальциево-натриевые и натриево-кальциевые (рис. 68, табл. 69).

Выходы их на поверхность приурочены к породам самого различного состава и генезиса. Например, углекислые воды района известного вулкана Демавенд (рис. 69), находящегося в Эльбурсском хребте в Северном Иране, изученного А. М. Овчинниковым (1960), связаны с нижне- и среднеюрской песчано-глинистой толщей. Минерализация этих вод 3,3—3,4 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый и кальциево-натриевый, минерализация воды источника Аск, входящего в эту группу, достигает 7,8 г/л при хлоридно-гидрокарбонатном натриево-кальциевом составе.

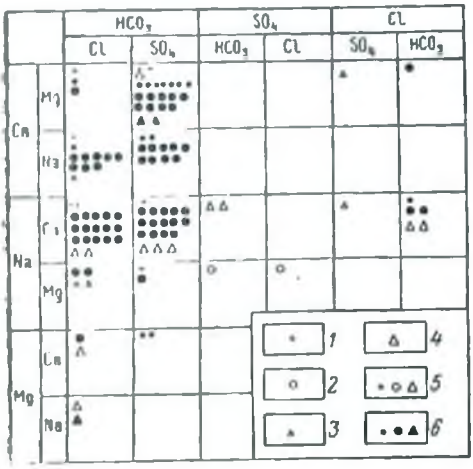


Рис. 68. Диаграмма химического состава слабоминерализованных углекислых вод Зарубежной Азии

Холодные: *1* — минерализация до 1 г/л; *2* — более 1 г/л. Термальные: *3* — минерализация до 1 г/л; *4* — более 1 г/л. Содержание углекислоты: *5* — до 500 мг/л; *6* — более 500 мг/л

Сравнительно хорошо изученные холодные (0,6—5° С) углекислые воды Монголии подразделяются на две группы (Маринов, Попов, 1963).

Первая группа включает нарзаны, вода которых характеризуется низкой (0,18—1,5 г/л) минерализацией и гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом. Примером является Улан-Баторский аршан. Это месторождение углекислых вод приурочено к зоне тектонического нарушения в палеозойской

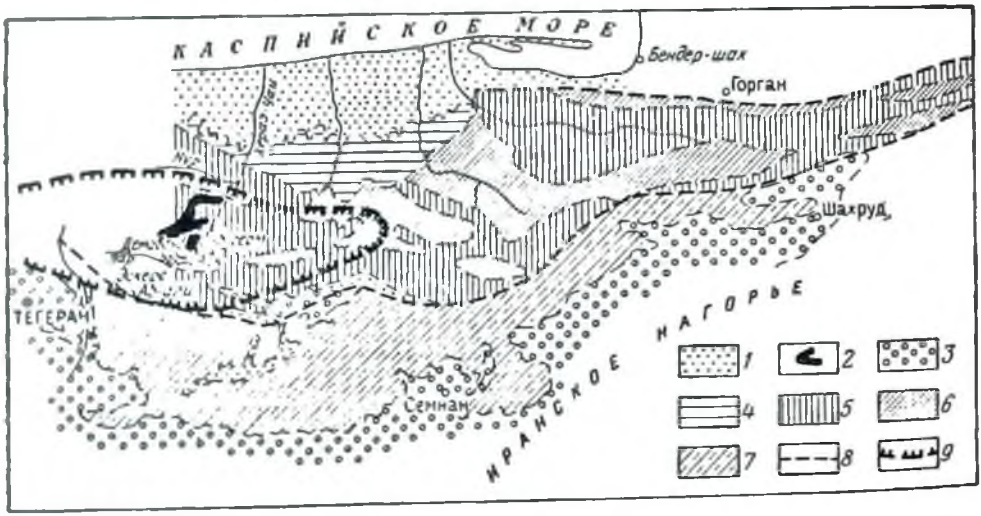


Рис. 69. Схематическая геологическая карта района распространения углекислых вод хр. Эльбурс (по Овчинникову, 1960)

1 — четвертичные отложения; *2* — трахиандезитовые лавы и туфы вулкана Демавенд; *3* — четвертичные пролювиальные и аллювиальные песчано-глинистые отложения; *4* — палеоген-неогеновые отложения; *5* — верхнеюрские известняки, *6* — нижне- и среднеюрские сланцы; *7* — краевые цепи Иранского нагорья (Анти-Эльбурс); *8* — крупные тектонические нарушения (сбросы, надвиги); *9* — граница распространения углекислых вод

Таблица 69*

Источник	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л
1	2	3	4	5	6	7
1. Холодные						
Турция						
Трабзон	15	1,232	2,3	$\frac{HCO_3 61 SO_4 23 Cl 16}{(Na+K)75 Ca 17}$	—	0,005
Пасинлер	12	1,677	3,2	$\frac{Cl 51 HCO_3 49}{Na 69 Ca 20 Mg 11}$	—	0,120
Иран						
Тиа-Аб	9,5	0,3	1,2	$\frac{HCO_3 91}{Ca 84 Mg 16}$	—	—
Эскере	18,5	0,97	3,4	$\frac{HCO_3 56 SO_4 35}{Ca 57 Mg 23 (Na+K) 10}$	—	—
Аб-Али	16,8	0,97	3,4	$\frac{HCO_3 53 SO_4 24 Cl 23}{Ca 45 (Na+K) 35 Mg 20}$	—	—
Афганистан						
Шуроба	15,5	1,6	1,85	$\frac{HCO_3 62 Cl 38}{(Na 65+K 6) 71 Mg 15 Ca 14}$	6,5	0,065
Исталиф	16	1,6	1,7	$\frac{HCO_3 54 Cl 45}{(Na 63+K 5) 68 Ca 18 Mg 14}$	6,4	0,065
Монголия						
Бургастайн-Аршан	5	0,97	0,38	$\frac{HCO_3 80 SO_4 16}{Mg 44 Ca 42 (Na+K) 14}$	6,4	—
Дэнсэлгэн-Аршан	2,5	1,42	0,84	$\frac{HCO_3 96}{Ca 68 (Na+K) 16 Mg 14}$	7	0,038
Улан-Батырыин	5	3	0,53	$\frac{HCO_3 90 SO_4 8}{Ca 65 Mg 15 (Na+K) 10}$	5,8	0,076
Баян-Обосомон	3	0,82	2,42	$\frac{HCO_3 95 SO_4 5}{(Na+K) 55 Mg 32 Ca 13}$	7,2	Нет
Ара-Нурыйн-Аршан	6	2,04	2,87	$\frac{HCO_3 58 SO_4 23 Cl 19}{(Na+K) 58 Ca 27 Mg 14}$	6,3	»
КНДР						
Векви	11	2,1	3,4	$\frac{HCO_3 93}{(Na+K) 45 Ca 40}$	5,6	0,121

* По данным Б. Н. Маринова и Х. Мирзода (1969), Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963), А. М. Овчинникова (1960), М. М. Фомичева (1960), В. Г. Хлопина (1923), Т. Андо (Ando, 1959), М. Бредиллета и др. (Bredillet e. a., 1958), А. Лазута (Laut, 1944), М. Мессини и Г. Ди Лолло (Messini, Di Lollo, 1957), Х. Накамуры и К. Маеды (Nakamura, Maeda, 1958), Х. Накамуры и др. (Nakamura e. a., 1958), Г. Уоринга (Waring, 1965).

Источник	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л
1	2	3	4	5	6	7
Чхончжу	15	1,8	3,4	$\frac{HCO_3 96}{Ca48Na38}$	5,8	—
Чхончжин	9	2,1	3,9	$\frac{HCO_3 99}{(Na+K)51Ca40}$	5,6	0,081
Япония						
Иосино	14	0,845	2,3	$\frac{HCO_3 87Cl10}{Ca52(Na+K)36Mg12}$	6,0	—
Арима	20	1,52	0,33	$\frac{HCO_3 66Cl34}{(Na50+K3)53Ca43}$	5,1	0,07
II. Термальные						
Турция						
Арматлу	50—68	0,457	2,41	$\frac{SO_4 58HCO_3 24Cl18}{Na48Ca46}$	—	0,099
Бадемлибанс	53,4—84	0,27	1,63	$\frac{HCO_3 63SO_4 37}{Na69Ca31}$	—	0,149
Кинилдере	63—88	0,502	3,55	$\frac{HCO_3 63SO_4 28Cl9}{Na100}$	—	0,126
Хаймана Капликари	44	0,284	0,877	$\frac{HCO_3 92}{Ca50(Na31+K1)32Mg18}$	—	—
Черник	48	0,661	0,92	$\frac{(HCO_3 48+CO_3 12)60Cl27SO_4 11}{Na82Ca18}$	—	—
Иран						
Дейрик	28	1,7	2,14	$\frac{HCO_3 96}{Ca75Mg18}$	—	—
Афганистан						
Сурх-Чашма	30,5	0,414	3,6	$\frac{HCO_3 51Cl38SO_4 11}{(Na60+K6)66Mg22Ca12}$	6,6	—
КНР						
Гоуэртан	40	0,226	1,291	$\frac{Cl85HCO_3 15}{(Na49+K13)62Ca28Mg10}$	—	—
Жешйхэцзы	44	0,491	1,061	$\frac{HCO_3 47SO_4 31Cl22}{Na96}$	—	0,018

Продолжение табл. 69

Источник	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SO_4, г/л
1	2	3	4	5	6	7
КНДР						
Понан	62	0,4	2,9	$\frac{Cl93}{(Na+K)72Ca27}$	7	0,15
Южный Вьетнам						
Сонг-Лонг-Сонг	32	0,616	2,376	$\frac{HCO_3 99}{Na92}$	6,7	—
Винх-Хао	36	0,792	2,344	$\frac{HCO_3 99}{(Na92+K2)94}$	6,7	—
Дан-Гун	43	0,766	1,36	$\frac{HCO_3 99}{(Na+K)72Ca22}$	6,4	—
Япония						
Мисаса	50	—	1,5	$\frac{Cl74HCO_3 15SO_4 11}{(Na84+K3)87Ca10}$	6,4	—
Сагаку	41,4	0,384	2,5	$\frac{Cl73HCO_3 24}{(Na53+K4)57Ca30Mg13}$	6,4	—
Индонезия						
Марибажа	46	0,531	1,31	$\frac{HCO_3 91Cl9}{Mg40Ca35(Na23+K2)25}$	—	—

песчанико-сланцевой толще, прорванной мезозойскими гранитоидами и перекрытой мезо-кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями и аллювиальными образованиями долины р. Толы.

Вторую группу холодных углекислых вод здесь составляют гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 3 г/л и содержанием углекислоты до 1—2 г/л (см. табл. 69). Характерный представитель этой группы вод — источник Ара-Нурыйн-Аршан, находящийся в зоне тектонических брекчий, прослеживающихся по одному из бортов впадины Хутул-Нур в полупустынной Восточно-Монгольской равнине.

Примером углекислых вод, образующих как бы шапку над месторождением воды другого типа, могут служить холодные источники Аримы в Японии. Эти слабоминерализованные (0,33 г/л) холодные (20° С) углекислые воды формируются при растворении в грунтовых водах углекислоты, выделяющейся из термальных высокоминерализованных вод.

Теплые и горячие углекислые слабоминерализованные воды на территории азиатской части СССР распространены сравнительно мало (Памир, Предбайкалье), но в пределах Зарубежной Азии они развиты довольно широко. Температура этих минеральных вод колеблется от 28 до 88° С, содержание углекислоты обычно не превышает 0,8 г/л и лишь в воде источников района Дейрик

Таблица 70*

Источник	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л	HBO_2, г/л
Турция							
Була-Хана	12,2—14,2	3,2	20,5	$\frac{Cl53HCO_3 43}{(Na94+K1)95}$	—	—	2,3
Магниевый	20	2,4	14,35	$\frac{Cl45SO_4 29HCO_3 26}{(Na66+K6)72Mg28}$	—	—	1,245
Иран							
Исти-Ису	38	3,094	14,52	$\frac{HCO_3 83Cl16}{(Na96+K3)99}$	—	—	2,75
Аск	13	—	7,8	$\frac{Cl51HCO_3 47}{(Na+K)53Ca38}$	—	—	—
Монголия							
Ара-Шанда-булак	10—12	0,6	9,7	$\frac{HCO_3 49Cl28SO_4 22}{(Na+K)93}$	7,1	—	—
Халдзан-Обо-Аршан	12—15	1,3	8,4	$\frac{Cl50HCO_3 42}{(Na+K)85Ca11}$	6,6	0,0008	—
Дзамын-Удэ	8	3	20	$\frac{Cl51HCO_3 33SO_4 16}{(Na+K)50Mg38}$	—	—	—
Япония							
Масутоми	34	0,363	9	$\frac{Cl74HCO_3 18}{(Na83+K7)90}$	6,4	—	—
Икеда	22	1,975	8	$\frac{Cl80HCO_3 17}{(Na74+K4)78Ca14}$	6,7	0,126	—
Югагаэ	31,7	0,886	11	$\frac{Cl70HCO_3 25}{(Na81+K4)85}$	7,3	0,146	—

* По данным Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963), А. М. Овчинникова (1960), В. Г. Хлопина (1923), Т. Андо (Ando, 1959), Х. Накамуры и др. (Nakamura e. a., 1958).

в Северном Иране достигает 1,7 г/л. Минерализация ее 1—4 г/л. По составу термальные углекислые воды разнообразнее, чем холодные. Среди анионов кроме гидрокарбонат-иона иногда главную роль в них играют сульфат- или хлор-ионы, в составе катионов, как правило, преобладает натрий. Сведения о геологической обстановке формирования этих вод на территории Зарубежной Азии отсутствуют. Можно предположить, что, как и азотные термы, они тесно связаны с разрывными дислокациями довольно глубокого заложения.

Высокоминерализованные углекислые воды в Азии встречаются реже, чем слабоминерализованные. Выходы этих вод, обычно приуроченные к межгорным впадинам, в Советском Союзе известны в Закавказье и Забайкалье, а на территории Зарубежной Азии — в Турции, Иране, Афганистане, Монголии, Японии. Температура и минерализация воды не превышают соответственно 60° С и 25 г/л. По составу они хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатные натриевые, иногда натриево-кальциевые и натриево-магниевые (табл. 70).

В ряде источников Северо-Восточной Турции и Северного Ирана установлены весьма высокие концентрации метаборной кислоты.

В Северной Турции углекислые воды с высокими концентрациями бора, приуроченные к тектоническому нарушению, известны близ с. Ольты в Карсской области. Район их распространения, по данным В. Г. Хлопина (1923, 1926), сложен известняками и песчаниками палеозоя. Температура воды не превышает 14,2° С. Минерализация воды источника Була-Хана 20,5 г/л, источника Магниевого 14,35 г/л. Состав воды источников показан в табл. 70 и 71. Содержание HBO_2 в первом источнике превышает 2,2 г/л, во втором — 1,2 г/л. В местах разгрузки воды наблюдаются значительные скопления буры.

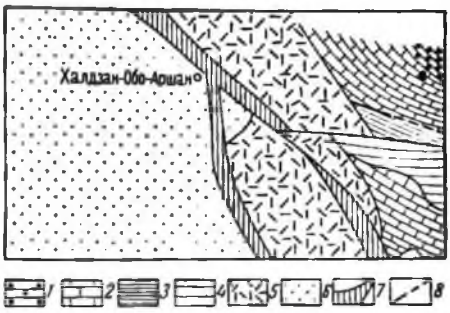


Рис. 70. Схематическая геологическая карта источника Халдзан-Обо-Аршан (по Маринову и Попову, 1963)

Среднепалеозойские отложения: *1* — конгломераты, *2* — кристаллические известняки, *3* — окремненные сланцы, *4* — кварциты. Юрские отложения: *5* — туфобрекчии, туфы. Нижнемеловые отложения: *6* — туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, глины; *7* — гидротермально измененные породы; *8* — тектонические нарушения

В Северном Иране воды того же типа распространены в районе с. Исти-Ису на западном берегу оз. Резайе. Источники приурочены к тектоническому нарушению, секущему сланцы палеозойского возраста. В отличие от источников Северной Турции вода источника Исти-Ису термальная (38° С). Состав ее показан в табл. 71. Содержание HBO_2 составляет около 2,7 г/л.

Несколько проявлений высокоминерализованных углекислых вод известно на территории Юго-Восточной Монголии. Источники Ара-Шанда-булак и Халдзан-Обо-Аршан расположены недалеко друг от друга в 230 км южнее Улан-Батора. Наиболее интересным является последний источник, приуроченный к тектоническому контакту нижнемеловых отложений, выполняющих Холобилютинскую котловину, с юрскими (?) кислыми туфами и туфобрекчиями, которые слагают ее высокоприподнятый южный борт (рис. 70). Вода источника по составу относится к минеральным водам типа ессентуков (табл. 71).

В районе пос. Дзамын-Удэ на глубине 52 м в гранитах вскрыта углекислая минеральная вода, приуроченная к зоне тектонического нарушения. Она отличается более высокой минерализацией и повышенным содержанием магния (табл. 70).

III. Провинция азотных термальных вод областей новейших тектонических движений включает все горные сооружения Азиатского материка, за исключением докембрийских щитов (аравийская часть Арабо-Нубийского, Индостанский и Алданский щиты, Анабарский массив) и палеозойских горно-

Наименование и местонахождение источника	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Сухой остаток, г/л	Компоненты мине		
				Na^+	K^+	Ca^{2+}
Була-Хана, Турция	14,2	3,2	20,47	7139 310,6 94	116,7 3,0 1	245 12,3 4
Исти-Ису, Иран	38	3,096	14,53	5017 218,2 96	231 7,4 3	8,6 0,4 —
Масутоми, Япония	34	0,363	9,0	2773 120,6 83	374 9,6 7	255 12,7 9
Икеда, Япония	22	1,975	8,0	2203 95,8 75	216 5.5 4	364 18,2 15

* По данным В. Г. Хлопина (1923), Т. Андо (Ando, 1959), Х. Накамуры и Маеды (Nakamura, Maeda,

складчатых сооружений, находящихся вне областей новейшей тектонической активизации (горы Бырранга, Урал, Центральный Казахстан, Саланр и др.).

Указанные районы характеризуются низкими значениями теплового потока (0,95 μкал/с·см² для щитов и около 1,25 μкал/с·см² для палеозойских сооружений) и геотермического градиента (от 1 до 1,5°/100 м) и в связи с этим очень глубоким (7—10 км) залеганием изотермы +100° С, исключающим наличие на их площадях термальных вод.

В мезозойских горно-складчатых сооружениях среднее значение величины теплового потока составляет 1,45 μкал/с·см², изотерма +100° С располагается на глубине около 2 км. Исключение составляют области, геотемпературное поле которых искажается развитием толщи многолетнемерзлых пород, местами имеющей мощность 500 м (например, в Верхояно-Чукотской области). Однако о наличии здесь ниже толщи промороженных пород термальных вод, приуроченных к разрывным дислокациям, свидетельствует находящийся в верховьях Индигирки источник Сытыган-Сылба, температура воды которого 25,5° С, минерализация 0,5 г/л, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Воды подобного типа, приуроченные к складчатым структурам мезозоид, широко распространены на территории Южной Азии, подвергшейся тектонической активизации в кайнозое.

Но наиболее часто описываемые минеральные и термальные воды встречаются в областях кайнозойской складчатости и новейшей тектонической активизации, характеризующихся повышенным тепловым потоком, фоновые значения которого составляют 1,75 μкал/с·см² (Макаренко, Кононов, 1970).

Температура азотных термальных вод колеблется от 20 до 100° С. Анализ материала по термальным водам Зарубежной Азии показывает, что в преобладающем числе источников они имеют минерализацию до 1, реже 1—3 г/л, pH от 6,6 до 9. По составу воды преимущественно натриевые и натриево-кальциевые при самом разнообразном соотношении анионов (рис. 71, табл. 72).

Обычно эти воды кремнистые, содержание H_2SiO_3 в них колеблется от 20 до 170 мг/л.

Таблица 71*

ализации, мг/л, мг-экв, мг-экв %							
Mg^{2+}	Fe^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	pH	H_2SiO_3, г/л	HBO_2, г/л
40	Не опр.	5690	504	8004	Не опр.	Не опр.	2,3
3,3	—	160,5	10,5	131,2			
1	—	53	4	43			
19,8	Не опр.	1113,5	156,4	9847	»	»	2,75
1,6	—	31,4	3,3	161,4			
1	—	16	1	83			
23	8,5	3787	566	1616	6,4	»	Не опр.
1,9	0,3	106,8	11,8	26,5			
1	—	74	8	18			
97	0,8	3598	216	1323	6,7	0,126	»
8,0	—	101,3	4,5	21,6			
6	—	80	3	17			

1958).

Наиболее характерные представители азотных терм связаны с магматическими и метаморфическими породами. На территории Зарубежной Азии относительно хорошо изучены азотные термальные воды Монголии, которые Н. А. Мариновым и В. Н. Поповым (1963) по химическому составу подразделяются на две группы: гидрокарбонатные и сульфатные патриевые, причем первые пользуются наибольшим распространением.

Температура гидрокарбонатных натриевых вод 23—91,5° С, минерализация 0,15—0,41 г/л, pH воды большинства источников превышает 8,45. Концентрация H_2SiO_3 изменяется от 55 до 140 мг/л. Типичным представителем этих терм является Хуч-жиртэ-Аршан (см. табл. 72), расположенный в 330 км к юго-западу от Улан-Батора.

Температура сульфатных натриевых вод 20—55° С, минерализация 0,3— 1 г/л. Значение pH воды определено в двух источниках и составляет соответственно 8 и 7,6. Типичным источником с таким составом воды является Хульджи-Аршан (см. табл. 72), расположенный в 350 км к запад-северо-западу от Улан-Батора.

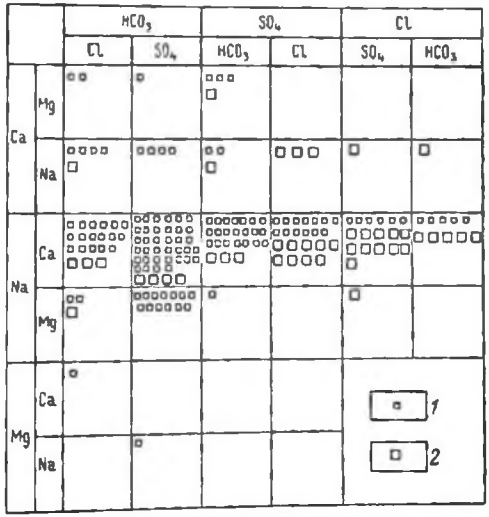


Рис. 71. Диаграмма химического состава азотных терм Зарубежной Азии

Минерализация воды: *1* — до 1 г/л; *2* — более 1 г/л

Влияние характера вмещающих пород на состав азотных терм можно показать на примере источников восточной части провинции Хэбэй (рис. 72).

Таблица 72*

Источник	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л
1	2	3	4	5	6
Турция					
Ялова	48—66,2	1,52	$\frac{SO_480Cl14}{(Na48+K7)55Ca45}$	—	0,065
Сарыот	63	1,34	$\frac{SO_491}{(Na+K)55Ca45}$	—	0,064
Хизаралан	98	1,35	$\frac{HCO_357SO_428Cl15}{Na81Ca19}$	—	0,068
Сирия					
Эль-Хамме	34—48,8	1,21	$\frac{Cl82SO_418}{Na55Ca45}$	—	—
Афганистан					
Чашма-Оби-Гарм	43	0,26	$\frac{SO_445HCO_336Cl19}{(Na+K)78Ca10}$	—	—
Индия					
Кова Гондвани	35	0,412	$\frac{HCO_364Cl21F15}{Na77Mg13}$	—	0,066
Сурджа-Кунд	87	0,566	$\frac{HCO_350Cl32F14}{Na98}$	—	0,167
Шри Ланка					
Маха Ойя	55	0,94	$\frac{SO_475Cl19}{Na97}$	—	0,105
Монголия					
Хульджи-Аршан	42	0,84	$\frac{SO_480Cl11}{(Na+K)73Ca23}$	7,6	0,078
Хучжиртэ-Халун-Уоу-Аршан	42	0,33	$\frac{(CO_349+HCO_316)65SO_420Cl15}{(Na+K)96}$	8,45	0,138
КНР					
Ваньцюаньцунь	35	0,56	$\frac{SO_489}{(Na+K)75Ca25}$	8,5	—
Сяотаншань	49	0,41	$\frac{HCO_366SO_420Cl12}{(Na+K)54Ca30Mg16}$	—	—
Сюнюэчэн	80—85	0,755	$\frac{Cl73SO_427}{Na92}$	7	0,142

* По данным Б. Н. Маринова и Х. Мирзода (1969), Н. А. Маринова и В. Н. Попова (1963), Со Чжао-фана и др. (1959), М. М. Фомичева (1960), Чжан Хун-чжао (1956), М. Аутрета (Autret, 1941), М. Бреджиллета и др. (Bregillet e. a., 1958), Т. Козу и М. Суга (Kozu, Suga, 1954), А. Лазута (Lasut, 1941), М. Мессини и Г. Ди Лолло (Messini, Di Lollo, 1957), Х. Накамуры и Т. Сузуки (Hakamura, Suzuki, 1957), К. Сато (Sato, 1959a, б), Уонг Тиао-хсина и Лин Юань-цуна (Wang Tiao-hsin, Lin Yuan-tsun, 1940), Г. Уоринга (Waring, 1965).

Продолжение табл. 72

Источник	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формула химического состава	pH	H_4SiO_4, г/л
1	2	3	4	5	6
Хуацинчи	50	0,964	$\frac{SO_4 59 HCO_3 36}{(Na+K)67Ca29}$	7	0,055
Тунг-Танг-шиен	58	0,505	$\frac{SO_4 50 Cl 40 F 10}{(Na 89 + K 1) 90 Ca 10}$	8,2	0,072
Цзяошицюань	59	0,322	$\frac{HCO_3 88 SO_4 7}{Mg44 Na30 Ca24}$	7,5	0,059
КНДР					
Чуыл	63	0,3	$\frac{(HCO_3 38 + CO_3 15) 53 SO_4 35 Cl 11}{(Na+K)89}$	7,6	0,062
Векымган	55	0,3	$\frac{HCO_3 49 SO_4 33}{Na44 Ca38 Mg11}$	7,5	0,15
Пэчхон	75	0,7	$\frac{Cl 74 HCO_3 17}{(Na+K)89}$	—	0,14
ДРВ					
Бан-Мак	36	0,34	$\frac{HCO_3 72 SO_4 17 Cl 11}{Ca49 (Na+K) 38 Mg13}$	7,3	0,048
Южный Вьетнам					
Занх Тан	64	0,885	$\frac{SO_4 63 HCO_3 32}{Ca56 (Na 32 + K 2) 34 Mg10}$	7	—
Япония					
Асама	49	0,37	$\frac{SO_4 75 Cl 20}{(Na 67 + K 1) 68 Ca 32}$	8,4	—
Ямасиро	46,5	1,125	$\frac{SO_4 88}{Ca63 Na37}$	8,6	—
Сюнзендзи	78	1,1	$\frac{Cl 60 SO_4 32}{(Na 75 + K 7) 82 Ca 10}$	8,6	—
Дого	49,4	0,216	$\frac{HCO_3 51 Cl 42}{(Na 75 + K 7) 82 Ca 10}$	8,8	0,4
Индонезия					
Чп Солок	95	1,11	$\frac{Cl 53 SO_4 30 HCO_3 17}{(Na 74 + K 5) 79 Ca 17}$	8,85	0,185
Чпмандири	44	0,5	$\frac{SO_4 44 HCO_3 34 Cl 22}{(Na 58 + K 14) 72 Ca 26}$	7	0,085
Чп Лахар	37,5	0,336	$\frac{Cl 68 HCO_3 28}{(Na 82 + K 8) 90}$	7,9	0,04

в Северо-Восточном Китае, изученных Сэ Чжао-фанем и др. (1959). Температура семи горячих источников на территории этого района 20—56° С, минерализация 0,17—1,1 г/л, pH 7,7—8,5. В составе растворенных газов резко преобладает азот, содержание которого достигает 95—99,65%. По составу эти воды также разделяются на две группы — сульфатные и гидрокарбонатные патриево-кальциевые. Представителями этих двух групп вод являются источники Ваньцюаньцунь и Сяотаншань (см. табл. 72), находящиеся в районе Пекина. Авторы связывают формирование сульфатных вод с выщелачиванием архейских метаморфических пород и мезозойских гранитов, содержащих сульфиды, а гидрокарбонатных — с выщелачиванием палеозойских карбонатных пород, прорванных жильными телами мезозойского возраста.

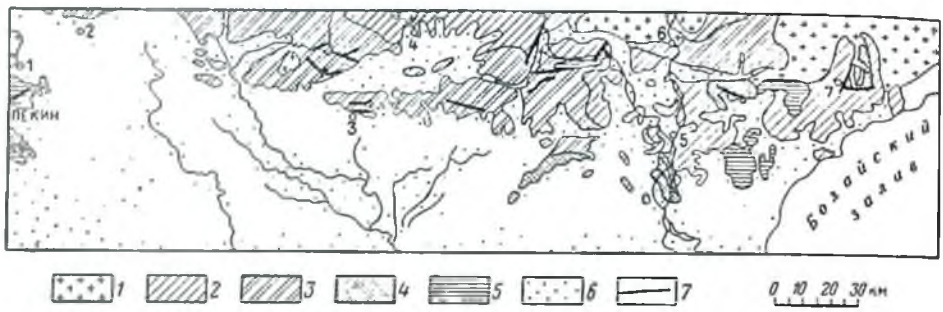


Рис. 72. Схематическая геологическая карта восточной части провинции Хэбэй (по Сэ Чжао-фаню и др., 1959)

1 — интрузивные образования; отложения: 2 — архея, 3 — синия, 4 — палеозоя, 5 — мезозоя, 6 — четвертичного возраста, 7 — тектонические нарушения; 1—7 — минеральные источники

Такого же типа термальные воды, отличающиеся лишь относительно высоким содержанием хлора, распространены в г. Фучжоу и его окрестностях на юго-восточном побережье Китая (Wang Tiao-hsin, Lih Yuan-tsun, 1940). Здесь имеется два источника и несколько колодцев, вскрывших термальные воды. Геологическая обстановка разгрузки термальных вод неясна. По-видимому, они связаны с тектоническими нарушениями в гранитоидных породах. Температура воды 46—68° С; pH 7,2—8,6; минерализация 0,5—1 г/л. По составу воды хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные патриево-кальциевые (Тунг Танг-пиен, см. табл. 72). Повышенные содержания хлора в этих водах обусловлены, возможно, систематическим привносом последнего атмосферными осадками. Растворенные газы представлены азотом. Содержание H_2SiO_3 находится в пределах 54—104 мг/л.

В целом, как уже отмечалось, азотные термальные воды весьма широко распространены на территории горно-складчатых сооружений Азии. Помимо названных выше районов они установлены в некоторых районах Турции, в Северном Афганистане, Центральной Индии, в Шри Ланке, в КНДР, ДРВ, Японии, Индонезии (см. табл. 72). На территории Советского Союза к описываемой провинции относятся значительные пространства Средней Азии, Алтая, Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока.

Азотные термы принято считать водами атмосферного происхождения, проникающими на большие глубины и впоследствии поднимающимися на поверхность по зонам глубоких тектонических нарушений. Солевой состав их

формируется главным образом за счет выщелачивания вмещающих пород в условиях высоких температур и давлений, азот имеет воздушное происхождение.

IV. Провинция азотно-углекислых и азотных высокоминерализованных терм морских побережий включает сравнительно небольшие, но довольно многочисленные участки, приуроченные к областям кайнозойского тектогенеза и кайнозойской активизации, в пределах которых отмечаются выходы своеобразных высокоминерализованных и высокотемпературных минеральных вод. В. В. Иванов (1960) относит районы распространения этих вод к провинции азотных щелочных терм областей новейших тектонических движений. Мы считаем необходимым выделить эти районы в самостоятельную провинцию, поскольку приуроченные к ним воды по минерализации, составу и происхождению резко отличаются от слабоминерализованных щелочных терм.

Термальные воды описываемой провинции известны на Северо-Востоке СССР, в Японии, КНДР, Южном Вьетнаме, Таиланде, Индонезии и на западном побережье Турции.

Абсолютные отметки мест выходов этих источников на поверхность превышают уровень океана на первые десятки метров, редко достигая 100—150 м. Они приурочены к самым разнообразным геологическим формациям: магматическим породам различной основности и возраста, комплексам метаморфических пород, осадочным и вулканогенным толщам. Тем не менее почти все эти термы имеют сходный хлоридный натриево-кальциевый состав (табл. 73 и 74).

Хотя по многим источникам данные о газовом составе воды отсутствуют, тем не менее среди них можно выделить азотно-углекислые и азотные термы.

Первые формируются главным образом в районах с очень высокой плотностью теплового потока. Температура воды их на глубине несколько сот метров, по-видимому, значительно превышает точку ее кипения. Однако по мере подъема к поверхности земли эта вода смешивается с более холодными водами, в результате чего температура ее существенно снижается и нигде не достигает 100° С.

Выходы терм этого типа фиксируются в узкой прибрежной полосе, в одних случаях у подножий действующих вулканических аппаратов, в других вне видимой связи с ними. Но и в этом случае необходимо допустить существование теплового очага, так как простым съемом части кондуктивного потока, как свидетельствуют расчеты Д. Уайта (White, 1957), В. В. Аверьева (1966) и других исследователей, трудно обеспечить столь высокие тепловые параметры вод.

Выходы береговых терм располагаются, как правило, в периферических частях гидротермальных систем. Поэтому возможны постепенные переходы от высокоминерализованных азотно-углекислых береговых терм к маломинерализованным термам «континентального» типа, как, например, на месторождении Горячий Пляж (о. Кунашир). В пределах гидротермальных систем, например Арима, Сирахама, Вакура (Япония), Урун-Дака (Индонезия), могут по соседству выходить газопаровые струи, прорывающиеся на повышенных участках рельефа, кипящие источники, располагающиеся на более низких гипсометрических отметках, и, наконец, вблизи береговой линии — термы с температурой ниже 100° С.

В ряде береговых терм в составе газов установлен лишь азот. Термы этого типа характеризуются низким содержанием газов, соответствующим растворимости атмосферного азота в воде. Температура источников на выходе обычно ниже точки кипения и поблизости не отмечается разгрузки парогазовых струй.

Таблица 73*

Источник	Температура, °С	CO_2, г/л	Минерализация воды, г/л	Формула химического состава	pH	H_2SiO_3, г/л
Турция						
Кестанболу	57—73	0,235	24,2	$\frac{Cl100}{Na81Ca19}$	—	0,029
Гейзер Сую	100	—	63,3	$\frac{Cl100}{Na83Ca19}$	—	—
Кума	55—68	0,275	18,7	$\frac{Cl98}{(Na83+K7)90Ca10}$	—	—
Баземли	70	0,055	32,2	$\frac{Cl90SO_49}{(Na97+K2)99}$	—	—
КНДР						
Ипхын	35	—	6,3	$\frac{Cl94}{(Na+K)82Mg11}$	—	0,140
Йончан	57	0,2	24,5	$\frac{Cl94}{(Na+K)53Ca34Mg12}$	6,8	0,120
Южная Корея						
Хеундо	53	—	4,45	$\frac{Cl94SO_46}{Na54Ca44}$	—	—
Таиланд						
Кхао Мам Рон	60	0,005	12,8	$\frac{Cl92}{Na76Ca18}$	—	0,45 (?)
Нуа Кхлонг	48,5	0,034	16,8	$\frac{Cl94}{(Na+K)77Ca17}$	—	0,026
Южный Вьетнам						
Мо Дук	68	0,037	4,96	$\frac{Cl95}{(Na76+K2)78Ca21}$	6,6	0,13
Япония						
Дзебан	61	—	4,5	$\frac{Cl99}{Na76Ca24}$	7,3	—
Вакура	94,2	—	20,45	$\frac{Cl99}{Na53Ca45}$	7,8	—
Атами	77	—	9,24	$\frac{Cl100}{Na64Ca36}$	—	0,68
Индонезия						
Капуран	45	—	27,49	$\frac{Cl94}{Na71Ca22}$	—	—
Читоток	63,5	—	6,29	$\frac{Cl100}{Na77Ca23}$	—	—
Пурвореджо	20	—	19,5	$\frac{Cl100}{Na69Ca31}$	—	—

* По данным М. М. Фомичева (1960), М. Бредиллета и др. (Bredillet e. a., 1958), А. Лазута (Laut, 1944), М. Мессини и Г. Ди Лолло (Messini, Di Lollo, 1957), Х. Накамуры и К. Маеды (Nakamura, Maeda, 1958), К. Сато (Sato, 1959б), В. Срестшапутры (Sresthaputra, 1952), Г. Уоринга (Waring, 1965).

Таблица 74*

Наименование и местонахождение источника	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Сухой остаток, г/л	Компоненты минерализации, мг/л, мг-экв, %-экв							pH	H_2SiO_3, г/л
				Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-		
Кума, Турция	68	0,275	18,68	5713	808	639	Не опр.	10 488	Не опр.	366	Не опр.	Не опр.
				248,5	20,7	31,9	—	295,8	—	6,0		
				83	7	10	—	98	—	2		
Хеундо, Корея	53	Не опр.	4,45	922	—	669	Не опр.	2510	211	Не опр.	»	»
				40,1	—	33,4	—	70,8	4,4	—		
				55	—	45	—	94	6	—		
Мо Дук, Вьетнам	68	0,037	4,96	1535	83	369	9	2867	141	76,5	6,6	0,13
				66,8	2,1	18,4	0,7	80,9	2,9	1,3		
				76	2	21	1	95	3	2		
Вакура, Япония	94,2	Не опр.	20,45	4374	—	3136	Не опр.	12 384	188	16,5	7,8	Не опр.
				190,3	—	156,3	—	349,3	3,3	0,3		
				55	—	45	—	99	1	—		
Капуран, Индонезия	45	»	27,49	7709	—	2054	389	15 713	1622	Не опр.	Не опр.	»
				335,3	—	102,5	32,0	443,2	26,6	—		
				71	—	22	7	94	6	—		

* По данным М. Бредиллета и др. (Brediliet e. a. 1958), А. Лазута (Lazut, 1944), Г. Уоринга (Waring, 1965).

Типичными примерами таких терм могут служить Чукотская группа (СССР), Инхын (КНДР), Атами (Япония), Читоток (Индонезия) и др. Общий вынос тепла в отдельных очагах разгрузки достигает 1000—2000 ккал/с. Чтобы обеспечить его, подземные воды должны снять часть (25%) кондуктивного регионального теплового потока на площади около 200 км². Однако для этого им потребуется пройти довольно значительный путь, и гидравлические потери напора в ряде случаев могут оказаться чрезмерно большими. Возможно, что и в этих случаях нагревание подземных вод происходит не на глубине 3—4 км, а значительно ближе к поверхности под влиянием все еще действующих тепловых очагов, связанных с проявлениями молодого магматизма.

Минерализация воды береговых терм обычно колеблется от 4,5 до 25 г/л и, как правило, не превышает 35 г/л. Только в водах гейзера Сую (Турция) и источников Арима (Япония) она аномально высокая и составляет соответственно 63 и 73 г/л.

По составу береговые термы преимущественно хлоридные натриево-кальциевые. Среди анионов господствует хлор-ион (90—100%-экв); гидрокарбонат- и сульфат-ионы либо отсутствуют, либо содержатся в весьма незначительных количествах. Обращает на себя внимание высокое содержание кальция. Кроме того, в повышенных количествах присутствует кремнекислота, а в некоторых источниках и метаборная кислота, что вообще характерно для высокотемпературных вод.

Рассмотрим возможные причины и условия формирования береговых терм.

Почти все исследователи, изучавшие эти воды, сходятся на их морском генезисе, по-разному трактуя возраст их основной минеральной составляющей. Например, В. В. Иванов (1960) объясняет формирование этих вод проникновением морских иловых вод в древние породы по тектоническим нарушениям. Разгрузка воды, по его мнению, происходит по крупным разломам с глубины 2—3 км. В. Г. Гольдтман (1967) считает, что формирование их обусловлено фильтрацией воды из моря по разломам в современных условиях. Аналогичных представлений придерживаются некоторые японские исследователи (Nakamura, Maeda, 1958).

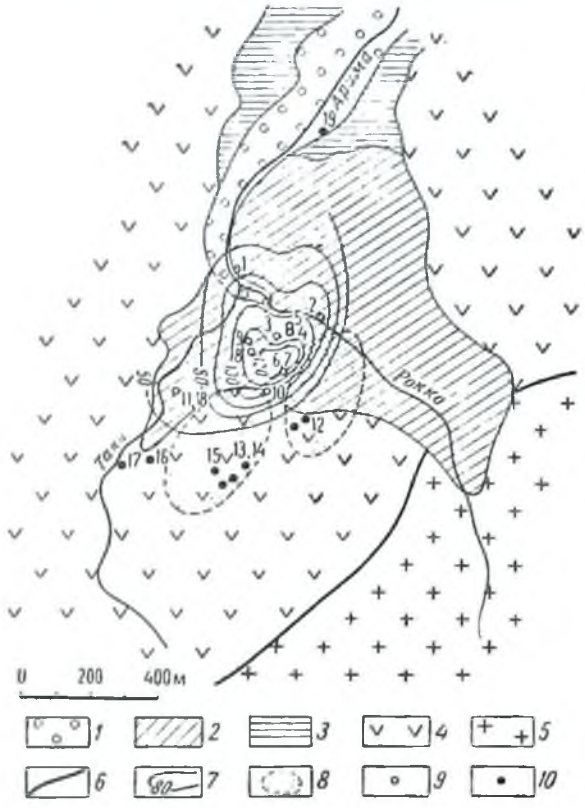


Рис. 73. Геологическая карта района минеральных источников Арима (Nakamura, Maeda, 1961)

1 — аллювий, *2* — делювиально-пролювиальные отложения; *3* — третичные отложения; *4* — липариты; *5* — граниты; *6* — тектонические нарушения; *7* — изотермы на глубине 120 м; *8* — участки гидротермально измененных пород; *9* — термальные источники; *10* — холодные источники

Эта гипотеза кажется весьма привлекательной, так как легко объясняет приуроченность этих терм к узкой прибрежной зоне, их минерализацию (обычно менее 35 г/л), сходный химический состав (несмотря на разнообразие геологических условий формирования), постепенные переходы от более минерализованных вод побережья к менее минерализованным высокотемпературным водам, удаленным от берега моря, высокие дебиты источников и т. д. Гидродинамические расчеты, выполненные В. И. Кононовым (Ткаченко, Конопов, 1968), показывают возможность привлечения морских вод к очагам разгрузки и выхода смешанных вод в виде береговых терм, особенно в сфере влияния активных тепловых очагов.

Изменения в солевом составе морской воды, по-видимому, начинаются уже во время медленной фильтрации ее через обломочный материал донных осадков. Здесь в толще алевритовых и песчаных отложений, содержащих до 2—5% $CaCO_3$ и более, создаются наилучшие условия для катионного замещения части натрия кальцием. В донных осадках может осуществляться и бактериальное восстановление сульфатов. Дальнейшее изменение морских вод происходит уже в кристаллических породах в условиях повышенных температур, где на первый план выходит так называемая температурная метаморфизация вод.

Как показали И. Г. Кассин и С. И. Пахомов (1968), изучавшие влияние повышенных температур на взаимодействие морской воды с породами, в результате температурной метаморфизации вод морского происхождения в них снижается содержание сульфата и магния и возрастает содержание кальция. Этот

процесс идет более полно при увеличении длительности взаимодействия воды с породами, а также повышении их карбонатности.

Весьма своеобразными природными минеральными водами, занимающими, вероятно, промежуточное положение между углекислыми термальными водами и азотными береговыми термами, являются источники Арима. Они расположены в районе г. Кобе в юго-восточной части о. Хонсю (Япония) непосредственно у морского побережья (рис. 73). Участок распространения источников сложен неогеновыми липаритами, граничащими с осадочными породами того же возраста (Nakamura, Maeda, 1961). Здесь выделяется несколько участков кислотного гидротермального изменения пород, затрагивающего не только липариты, но и четвертичные делювиально-пролювиальные отложения. Гидротермально измененные породы представляют собой алунитовые кварциты. В пределах описываемого участка выделяются два типа минеральных вод — высокоминерализованные термальные и слабоминерализованные холодные с высокими концентрациями углекислоты. Первые выходят в пониженной центральной части участка, вторые располагаются гипсометрически выше, по его периферии.

Температура термальных вод на поверхности колеблется от 48 до 96° С, на глубине 168 м по данным бурения достигает 133° С. Минерализация воды 7,5—72,5 г/л. Какой-либо зависимости между температурой воды и минерализацией не устанавливается. Величина pH изменяется от 6,1 до 6,6, состав воды хлоридный натриево-кальциевый. Отмечаются высокие концентрации в воде таких компонентов, как K, Li, Fe, Mn, HBO_2 (табл. 75). Состав спонтанных газов (объемн.%) воды описываемых минеральных источников приведен в табл. 76.

Абсолютное содержание свободной углекислоты в водах термальных источников около 200 мг/л по данным Х. Накамуры и К. Маеды, и 500 мг/л по данным К. Кимуры (Kimura, 1953).

В измененных липаритах устанавливаются новообразованные минералы — галенит и сфалерит на глубине и сидерит вблизи поверхности. Концентрации некоторых элементов в кернах скважин Ариака-ю составляют (в %):

Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	S	U_3O_8	CO_2	Cl
0,104	0,01	2,85	2,08	4,58	4,57	0,001	0,51	0,01

Вода термальных источников Аримы имеет наиболее высокое в Японии содержание радия ($3 \cdot 10^{-10}$ г/л).

Все вышеописанные особенности термальных вод Аримы позволили японским исследователям (Kimura, 1953; Nakamura, Maeda, 1961) рассматривать их в качестве конденсата магматических эманаций, почти не разбавленного атмосферными водами. Не имея оснований отрицать целиком подобный механизм формирования этих вод, отметим, однако, что по ряду признаков (приуроченность к морскому побережью, характерный хлоридный натриево-кальциевый состав и т. д.) они сближаются с азотно-углекислыми береговыми термами. Возможно, формирование высокоминерализованных вод Аримы сопровождается привлечением морских вод в сферу энергичного воздействия постмагматических процессов.

Наименование источника	Температура воды, °С	CO_2, г/л	Сухой остаток, г/л	Компоненты мине				
				Li^+	Na^+	K^+	Rb^+	Cs^+
Арияке	81	0,521	74,5	Не опр. — —	18 948 824,2 70	4546 116,9 10	Не опр. — —	Не опр. — —
Шип-Опсен, скважина	64	0,234	59,5	53 7,64 1	15 614 679,1 69	3616 92,5 10	6 0,07 —	4 0,04 —
Тепманго-но-ю**	94	0,370	76,8	55,8 8,9 1	20 533 892,7 72	4664 119,6 10	3,5 0,04 —	2,5 — —

* По данным К. Кимуры (Kimura, 1953), К. Кимуры и др. (Kimura e. a., 1954).
** В воде источника также определены (в мг/л): NH_4^+ (46), Cu^{2+} (0,134), Pb^{2+} (0,392), Zn^{2+} (0,192),

V. Провинция азотных, азотно-метановых и метановых вод в осадочном чехле внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов занимает примерно половину территории Азиатского материка.

Распределение различных типов минеральных вод внутри этих областей подчинено общей для них вертикальной зональности в изменении химического состава подземных вод, заключающейся в смене по мере увеличения глубины залегания водоносных горизонтов слабоминерализованных гидрокарбонатных и сульфатных вод высокоминерализованными хлоридными водами.

Таблица 76*

Источник	CO_2	O_2	H_2	N_2, Ar
Увапари (горячий)	46,70	0,40	51,40	1,50
Тапсапсен (холодный) . .	98,61	0,28	0,00	1,11

* По данным Х. Накамуры и К. Масды (Nakamura, Maeda, 1961).

В пределах описываемой провинции на карте-схеме (см. рис. 65) выделены районы распространения минеральных вод с минерализацией не более 10 г/л, от 10 до 35 г/л и более 35 г/л.

По газовому составу эти воды разделяются на азотные и азотно-метановые и метановые. Азот имеет главным образом атмосферное происхождение и в значительно меньшей степени биохимическое. Образование метана в водах связано с современными или более древними биохимическими процессами, обусловленными наличием нефтяных и газовых месторождений, а также рассеянного в породах органического вещества.

Азотные воды обычно приурочены к верхним водоносным горизонтам, а азотно-метановые и метановые, по-видимому, развиты повсеместно в глубоких горизонтах внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов, характеризующихся затрудненными условиями водообмена. Закономерности распространения этих вод, условия формирования их минерализации и химического состава рассмотрены выше. В связи с этим в на-

Таблица 75*

ализации, мг/л, мг-экв, %-экв											
Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Al^{3+}	Mn^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	pH	H_4SiO_4, г/л	HBO_2, г/л
4445	42,7	175	58,5	35,5	41 810	Нет	22,4	Не опр.	6,0	0,148	1,703
221,8	3,5	6,3	6,5	1,3	1179,2	—	0,4	—			
19	—	0,5	0,5	—	100	—	—	—			
3744	46,2	140,5	37,8	38,5	34 280	Нет	354,9	Не опр.	6,0	0,132	0,594
186,8	3,8	5,0	4,2	1,4	966,8	—	5,8	—			
19	—	0,5	0,5	—	99,5	—	0,5	—			
4069	40,1	165	74,2	44,3	43 790	Нет	595	1,5	5,8	0,199	2,344
203,4	3 3	5,9	8,3	1,7	1233,0	—	9,8	0,3			
17	—	—	—	—	99,2	—	0,8	—			

Ti^{4+} (2,6), V (6,0), F^- (0,75), Br^- (54,8), I^- (0,91).

стоящем разделе основное внимание уделяется характеристике температурного режима. Описание этих вод в пределах артезианских бассейнов Азиатского материка дается в соответствии с возрастом заключающих их тектонических структур.

Древние (докембрийские) платформы (юго-восточная часть Русской, Сибирская, Аравийская, Индийская, Северо- и Южно-Китайские) и крупные массивы (Таримский, Тибетский, Индосинийский) характеризуются сравнительно низкими значениями геотермического градиента (от менее 1,5 до 2,5°/100 м). В связи с этим тепловой потенциал указанных территорий невысок, и температура на глубине 3000 м в разных районах колеблется от 40 до 90° С, сравнительно редко превышая последнее значение.

В восточной части Прикаспийской синеклизы Русской платформы (Северо-Прикаспийский гидрогеологический район) подземные воды обнаруживают термическую зональность, выражающуюся в возрастании их температуры от периферических частей бассейна к его центру и сверху вниз.

В юрских терригенных и карбонатных отложениях этого района воды с температурой 65—85° С встречены на глубине 1700—2300 м. Дебиты скважин при свободном изливе воды достигали 10 л/с. Минерализация воды 100—325 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый. Меловой водоносный комплекс также содержит термальные воды. В центральной части бассейна на глубине 1200—1300 м в нем вскрыты воды с температурой 30—45° С и минерализацией до 120—300 г/л при хлоридном натриевом составе. Такие же воды в описываемых отложениях установлены в районе Эмбы на глубине 2600 м. Здесь их температура составила 88° С. Термальные воды с температурой свыше 100—120° С могут быть встречены здесь в отложениях палеозоя на глубине 3000—3500 м, а с температурой 150—200° С — на глубине 5000—6000 м.

Сибирская платформа более или менее соответствует Восточно-Сибирскому сложному артезианскому бассейну, к которому отнесен и прилегающий к ней с востока мезозойский Приверхоянский краевой прогиб. Температура на кровле складчатого основания бассейна закономерно возрастает от внешней области питания его к наиболее погруженным частям внутренней области питания

и аккумуляции подземных вод до 150° С и более. Характерной особенностью бассейна является повсеместное развитие толщи многолетнемерзлых пород, мощность которой в центральной и северной его частях превышает 500 м. Как отмечает К. Ф. Богородицкий (1968), какой-либо зависимости между мощностью толщи мерзлых пород и глубинами залегания термальных вод не наблюдается. Преобладающая глубина залегания горячих (50°±10° С) вод в описываемом районе составляет более 2500 м, очень горячих (75°±10° С) более 3500 м и перегретых (100°±10° С) вод более 4000 м.

Восточно-Сибирский артезианский бассейн разделяется на несколько меньших артезианских бассейнов.

В пределах Хатангского бассейна термальные воды вскрыты в районе г. Нордвика в палеозойских известняках. На глубине 1700—2437 м температура воды составила 40° С, а дебит скважины при откачке — 0,5 л/с. Состав воды хлоридный кальциево-патриевый, минерализация 277 г/л.

В Тунгусском бассейне Большепорожская скважина с глубины 2742—2793 м дала небольшой излив хлоридного натриевого рассола с минерализацией 384 г/л и температурой 44° С.

На площади Якутского артезианского бассейна, охватывающего Вилюйскую синеклизу и Приверхоянский краевой прогиб, мощность осадочного чехла достигает 5000—6000 м. Термальные воды в пермских песчаниках вскрыты Джарджанской скважиной в нижнем течении р. Лены на глубине 2582—2589 м. Температура воды была 29,5° С, состав хлоридный патриево-кальциевый, минерализация 44,9 г/л. В триасовых песчаниках вода с температурой 36,4° С встречена на Китчанской площади скв. Р-2 на глубине 2135—2513 м. Минерализация воды достигает 64,5 г/л, состав хлоридный магниево-патриевый. В тех же породах в интервале 1690—1745 м Средне-Вилюйская скв. 1 вскрыла солоноватые (5,8 г/л) воды хлоридного натриевого состава с температурой 35,6° С. В нижнеюрских терригенных отложениях в районах Усть-Вилюйска и Бахыная термальные воды установлены скважинами на глубинах 2211—2223 и 2400—2590 м. В первом пункте дебит скважины при свободном изливе воды составил 0,02 л/с, а температура 56° С; во втором соответственно около 0,8 л/с и 45—50° С. Минерализация воды 11—41 г/л, состав хлоридный натриевый (Богородицкий, 1968). Максимальная температура воды, замеренная в скважинах на территории Якутского бассейна, достигает 83°С (Усть-Вилюйская скважина на глубине 2557 м), а максимальная температура водовмещающих пород, отмеченная в Олойской скважине на глубине 3465 м, равна 87,7° С (Ломоносов, 1967).

В Ангаро-Ленском бассейне термальные воды вскрыты на многих участках в нижнекембрийских галогенно-карбонатных и терригенных породах на глубине 2000—3000 м. Температура воды 45—50° С. Самоизлив воды из скважин наблюдается не везде. Дебиты скважин достигают 2,3 л/с. Минерализация воды 325—500 г/л, состав хлоридный кальциево-натриевый. В пределах бассейна отмечается наличие геотермических аномалий, обусловленных, по-видимому, поступлением высокотермальных вод по разломам в фундаменте. Так, в Усть-Кутско-Марковском нефтегазоносном районе термальные воды с температурой 35—50° С вскрывались скважинами в отложениях нижнего палеозоя на глубине 50—300 м. В Нижнеудинской скв. 1-Р температура рассолов боханского горизонта нижнего кембрия (интервал 3218—3233 м) составила 67° С, а температура вмещающих пород оказалась равной 57,7° С. Еще большее расхождение установлено в Балыхтинской скв. 5-Р. Здесь в балыхтинском горизонте нижнего кембрия (интервал 1122—1130 м) породы имели температуру 24,7° С, а рассолы 40,7° С.

Аравийская плита, основная часть которой является областью внутрен-
него питания и накопления подземных вод одноименного артезианского бас-
сейна, в отношении их состава, температуры, режима и т. д. изучена весьма
жениях скважиной глубиной 381 м в районе г. Бурайда, в триасовых отложе-
слабо. Термальные воды с температурой 37,7° С вскрыты в палеозойских отло-
ниях в районе г. Эр-Раид установлены воды с температурой 52—53° С. Вода
имеет сульфатно-хлоридный состав, смешанный по катионам, минерализация
1,25 г/л. Дебиты скважин довольно высокие. В Бахрейне в палеогеновых отло-
жениях на глубине около 100 м встречены воды с температурой 27—30° С.
В районе Эль-Хаса скважинами глубиной до 92 м обнаружены воды с темпера-
турой 35—40° С и минерализацией 1,3—5 г/л.

Из приведенных отрывочных данных и общих закономерностей формиро-
вания подземных вод бассейна можно сделать вывод о постепенном увеличении
температуры подземных вод от периферических частей его к центру и сверху
вниз. Наивысшей температурой подземные воды обладают в восточной части
бассейна, где на глубине 3000—4000 м она, очевидно, превышает 100° С.

По территории Индийской платформы данные о термальных подземных
водах пластового типа отсутствуют. Однако распространение таких вод воз-
можно на периферических участках платформы, имеющих моноклинальное
строение (синеклиза Тар, Бенгальская впадина, Малабарский и Коромандель-
ский прогибы). По мере удаления от Индостанского щита мощности платфор-
менного чехла, сложенного главным образом отложениями мезозоя и кайнозоя,
возрастают до 6000—9000 м в пределах синеклизы Тар и Бенгальской впадины
и до 2500 м и более в Малабарском и Коромандельском прогибах. Все указан-
ные структуры рассматриваются в качестве возможных нефтегазоносных бас-
сейнов («Нефтегазоносные бассейны...», 1965). В наиболее южной части сине-
клизы Тар (прогибы Кач и Камбей) находится несколько нефтяных место-
рождений. Характерной особенностью синеклизы Тар и Бенгальской впадины
является чрезвычайно большая мощность зоны активного водообмена. Напри-
мер, в синеклизе Тар скважинами глубиной 1873—2183 м в палеогеновых
отложениях вскрыты воды с минерализацией 0,47—0,83 г/л. В то же время
установлено, что активная циркуляция подземных вод приводит к выравни-
ванию температур по разрезу (уменьшению геотермического градиента). Это
позволяет предположить, что в описываемых структурах термальные воды
имеются, но развиты они на бо́льших глубинах, чем в других платформенных
областях.

На Северо-Китайской платформе крупными отрицательными структурами
являются Ордосская и Северо-Китайская синеклизы, представляющие собой
внутренние области питания и накопления подземных вод одноименных арте-
зианских бассейнов. В гидрогеотермическом отношении эти структуры не
изучены. Тем не менее огромная (до 7000 м) мощность осадочного чехла на их
площади, наличие нефтяных и газовых месторождений и проявлений позво-
ляют с достаточным основанием утверждать, что глубокие горизонты его содер-
жат высокоминерализованные напорные термальные и высокотермальные
подземные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого, хлоридного натри-
евого или кальциевого состава, обогащенные микрокомпонентами.

В пределах Южно-Китайской платформы выделено два крупных артезиан-
ских бассейна — Сычуаньский и Гуанси-Гуйчжоуский. Областью внутреннего
питания и накопления подземных вод первого бассейна является одноименная
синеклиза, в которой мощность осадочного чехла варьирует от 3000 до 10 000 м.
Столь большая мощность чехла и наличие на площади синеклизы нефтяных

и газовых месторождений и проявлений позволяют предполагать широкое распространение в глубоких горизонтах бассейна термальных высокоминерализованных напорных вод. В районе г. Цзыгун в триасовых отложениях скважиной неизвестной глубины вскрыты подземные воды с температурой 38—43° С и минерализацией до 250 г/л, состав их хлоридный натриевый. В глубоких горизонтах синия и нижнего палеозоя бассейна можно ожидать распространения более горячих вод с минерализацией до 500—600 г/л и хлоридным кальциево-натриевым и кальциевым составом. Севернее Чунцина известно 11 групп термальных источников, приуроченных к триасовым известнякам. Температура воды от 21 до 44° С, а минерализация — от 0,4 до 3 г/л, состав сульфатный кальциево-магниевый и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. А. Ф. Якушова (1958) считает, что здесь происходит разгрузка довольно глубоких артезианских вод Сычуаньской впадины.

В целом внутренняя область питания и накопления подземных вод этого бассейна обладает, по-видимому, значительными ресурсами термальных вод различной минерализации и состава.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод Гуанси-Гуйчжоуского бассейна имеет сложное тектоническое строение. В ее фундаменте выделяются крупные поднятия и прогибы. В центральной части впадины в пределах Южно-Гуйчжоуского прогиба мощность осадочного чехла достигает 7000—10 000 м; севернее в Центрально-Гуйчжоуском поднятии она уменьшается до 3000—4000 м. На площади впадины отмечаются многочисленные проявления нефти и газа. Можно предполагать, что в закрытых нефтегазоносных структурах здесь развиты напорные высокоминерализованные воды с высокой температурой хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава. Наряду с закрытыми структурами во внутренней области питания и накопления подземных вод бассейна в связи с его сложным тектоническим строением имеются и относительно открытые структуры, в глубоких горизонтах которых формируются, вероятно, термальные воды невысокой минерализации.

В пределах Таримского и Индосинийского массивов мощность осадочного чехла даже на участках погружения фундамента едва ли значительно превышает 2000 м. В условиях сравнительно низкого теплового потока в наиболее погруженных горизонтах здесь, очевидно, формируются слабонагретые воды высокой минерализации и хлоридного натриевого состава. В Тибетском массиве, значительно раздробленном в стадию эпиплатформенного орогенеза, высокотермальные пластовые воды формируются, по-видимому, в грабенообразных впадинах на глубине 2000 м и более. Воды, вероятно, высокоминерализованные (до нескольких сотен граммов на литр) хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава.

Молодые (палеозойские) платформы (Западно-Сибирская, Турапская, Дунбэйская и Катазиатская) обладают осадочным чехлом, сложенным преимущественно песчано-глинистыми отложениями. При значении среднего теплового потока около 1,25 μкал/с·см^2 геотермические градиенты в осадочном чехле вследствие его низкой теплопроводности достигают 3,5—5°/100 м. В верхних частях разрезов и в периферических частях внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов формируются сравнительно низкотемпературные воды. С глубиной температура воды быстро возрастает и в нижних горизонтах на глубине 3000—5000 м достигает 125—150° С и более. В верхних горизонтах подземные воды имеют невысокую минерализацию, в глубоких горизонтах развиты соленые воды и рассолы хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава.

Почти вся территория Западно-Сибирской платформы входит в пределы одноименного артезианского бассейна площадью около 3 млн. км². Внутренняя область питания и накопления подземных вод его является крупнейшим на Азиатском материке резервуаром подземных термальных вод. По данным К. Ф. Богородицкого (1968), геотермический градиент на площади бассейна изменяется от 2—3° С/100 м на восточной окраине до 4—5 и даже 6° С/100 м в его центральной и юго-западной частях. Термальные воды приурочены к юрскому, нижнемеловому и верхнемеловому водоносным комплексам бассейна, в которых температура воды возрастает от периферических частей бассейна к его центру и сверху вниз.

Максимальной температурой, изменяющейся от 95 до 150° С, обладают воды юрского комплекса. Температура подземных вод нижнемеловых отложений 10—30° С в краевой части бассейна и от 60° С в верхних горизонтах до 90° С в нижних в его центральной части. В верхнемеловом водоносном комплексе термальные воды развиты в нижних горизонтах, залегающих на глубине 1000—1400 м. Температура воды 40—56° С.

Термальные воды Западно-Сибирского бассейна имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. Минерализация их возрастает от 1,5—3 г/л в краевых частях бассейна до 50—80 г/л в наиболее погруженных участках. В воде установлены повышенные концентрации брома и иода.

Территория Туранской платформы входит в два сложных артезианских бассейна (Северо- и Южно-Туранский), каждый из которых подразделяется на несколько артезианских бассейнов более высокого порядка. Геотермические градиенты, подсчитанные по фактическим данным для всех артезианских бассейнов, характеризуют их как весьма высокотермальные области.

В пределах Сырдарьинского артезианского бассейна подземные воды с температурами 20—50° С находятся на глубине до 500 м от поверхности земли, подземные воды с температурами 50—70° С располагаются в интервале 500—1500 м, ниже температура воды уже превышает 70° С («Гидрохимическая карта...», 1965).

На площади Северо-Устюртского, Барсакельмесского, Мангышлакско-Ассакеауданского, Кара-Богазгольского и Каракумского бассейнов гидротермическая зона с температурами 20—50° С находится на глубине до 800 м, зона с температурами 50—70° С — в интервале 800—1200 м и зона с температурой 70—100° С — в интервале 1200—2000 м. На больших глубинах температура воды, по-видимому, превышает 100° С.

В Тургайском и Чуйско-Сарысуйском артезианских бассейнах, занимающих северную часть Туранской плиты, геотермические градиенты составляют 3—3,5° С/100 м. Максимальная предполагаемая температура пород фундамента колеблется от 60 до 100° С. Наиболее высокая температура воды, установленная по скважинам, 45° С.

Состав термальных вод преимущественно хлоридный натриевый, реже хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый (для слабоминерализованных вод) и хлоридный натриево-кальциевый (для рассолов). Минерализация воды варьирует от первых граммов до 540 г/л (Бухарский район).

На территории Дунбэйской платформы мезо-кайнозойский осадочный чехол наибольшей мощности достигает в пределах Зейско-Буреинской и Тамцакской впадин и синеклизы Сунляо, являющихся соответственно областями внутреннего питания и накопления подземных вод Зейско-Буреинского, Далайнорского артезианских бассейнов и бассейна Сунляо.

В Зейско-Буреинской впадине поверхность фундамента неровная. В ней выделяется ряд глубоких локальных прогибов и выступов фундамента. Сравнительно низкие значения геотермического градиента (1,63—2,91° С/100 м) обусловливают то, что нижняя граница подземных вод с температурой 20° С находится здесь на глубине 690—1230 м, т. е. ниже подошвы верхнемеловых пород. Таким образом, термальные воды могут быть приурочены только к отложениям юры и нижнего мела, выполняющим прогибы. Ожидаемые температуры на глубине 3000 м составляют около 75° С, а на глубине 4000 м превышают 100° С. Скважины вскрыли термальные воды только в Белогорском прогибе, где на глубине 765 м температура воды была равна 27° С, а в интервале 1914—1922 м достигла 54° С. Минерализация воды не более 2,5 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный натриевый (Караванов, 1967).

Во внутренней области питания и накопления подземных вод Далайнорского бассейна, как и бассейна Сунляо, предполагается распространение термальных вод в глубоких горизонтах юрских и меловых отложений. Особенно крупные ресурсы термальных вод сосредоточены, очевидно, в синеклизе Сунляо, мощность осадочного чехла в которой превышает 5000 м.

В пределах Катазиатской молодой платформы выделяется несколько небольших впадин, перспективы обнаружения термальных вод в которых остаются неясными вследствие их весьма слабой изученности.

Для мезозойских прогибов и впадин (в том числе тихоокеанской группы) характерны геотермические градиенты 1—3,5° С/100 м, что обусловливает нахождение изотермы 100° С при максимальном значении их на глубине 3000—4000 м.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов, приуроченных к Верхоянско-Чукотской мезозойской складчатой области (Яно-Колымский, Чаунский и Северо-Чукотский), термальные воды не вскрыты. Предполагаемые геотермические градиенты здесь составляют 1—1,5° С/100 м, максимальные температуры пород фундамента изменяются от 50 до 100° С (Богородицкий, 1968). Воды с повышенной температурой могут быть вскрыты на глубине более 2000 м. Особенности распространения термальных вод в Приверхоянском краевое прогибе рассмотрены при описании Сибирской платформы.

Крайне слабая геологическая и гидрогеологическая изученность мезозоид Юго-Восточной Азии не позволяет даже предположительно оценить особенности распространения здесь термальных подземных вод.

Прогибы и впадины тихоокеанской группы, возникшие в мезозое на разнородном и разновозрастном фундаменте, выполнены в основном юрскими, меловыми, а иногда и верхнетриасовыми отложениями преимущественно континентального происхождения мощностью от нескольких сотен метров до 5000, реже до 7000. Термальные воды в пределах этих впадин практически не изучены. Однако существующие высокие геотермические градиенты (2—3° С/100 м) позволяют предполагать наличие в их глубоких частях напорных пластовых вод с температурой до 50° С и различной, но, по-видимому, невысокой, минерализацией (Богатков, 1967; Богородицкий, 1968).

Непосредственными наблюдениями термальные воды установлены только в Даунбашинской впадине (Восточно-Гобийский бассейн). Здесь на структуре Цаган-Элс температура высокоминерализованных (около 50 г/л) вод хлоридного натриевого состава на глубине 1200—1300 м достигает 68° С. Столь высокую температуру воды на сравнительно небольшой глубине Н. А. Маринов и В. Н. Попов (1963) связывают с поступлением высокотемпературных вод

из глубоких недр Земли, выделяя здесь, таким образом, геотермическую аномалию.

Неотектонические впадины, широко развитые на площади доальпийских складчатых областей Азиатского материка, представляют собой отрицательные компенсационные структуры области эпиплатформенного орогенеза. Для них характерны континентальные молассоидные отложения, иногда очень мощные и грубые по составу. Геотермические градиенты во впадинах составляют 3—3,5° С/100 м. В пределах этих впадин обычно существуют многопластовые напорные системы термальных вод.

В Ферганской впадине, наиболее хорошо изученной среди подобных впадин Средней Азии, термальные воды повсеместно распространены в палеогеновых отложениях. Температура воды верхних горизонтов, залегающих на глубине 600—1100 м, составляет 30—45° С, нижних на глубине 1100—2000 м достигает 45—60° С. Воды, как правило, самоизливающиеся; дебиты скважин местами достигают 50 л/с. По мере приближения к центру впадины и возрастания глубины залегания водоносных горизонтов минерализация воды возрастает от 0,7 до 290 г/л, а гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав их изменяется на хлоридный натриево-кальциевый.

В адырной зоне впадины высоконапорные воды с температурой 43—46° С вскрыты в меловых отложениях. Минерализация воды достигает 247 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый. В центральной части впадины, где меловые и юрские отложения залегают на глубине 4000—5000 м, возможно распространение рассолов с температурой 120—135° С.

В Приташкентской впадине подземные воды с температурой 47—67° С вскрываются на глубине 800—2000 м преимущественно в нижнемеловых отложениях. Дебиты отдельных скважин 15—20 л/с. Воды обладают низкой минерализацией (до 1 г/л) и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным натриевым и натриево-магниевым составом.

Термальные воды известны и в большинстве других неотектонических впадин Средней Азии.

В пределах впадин Восточного Казахстана высокотермальные (96° С) воды вскрыты в Илийской впадине в палеоген-миоценовых отложениях на глубине 2700 м. Дебиты скважин 0,2—6 л/с. Минерализация воды с глубиной возрастает от 3 до 50 г/л, состав преимущественно хлоридный натриевый. Аналогичные воды могут быть встречены, вероятно, в Балхашской, Алакольской и других впадинах.

В неотектонических впадинах Центральной Азии с достаточной уверенностью можно предположить существование термальных пластовых вод в глубоких водоносных горизонтах, сложенных терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя. К таким впадинам прежде всего относятся Предкуньлуньский и Кучарский прогибы, обрамляющие Таримский массив, Джунгарская впадина с Предтяньшаньским прогибом, Цайдамская и др. Непосредственными наблюдениями термальные воды установлены лишь в пределах последней впадины, в которой на глубине 700 м в палеоген-неогеновых отложениях вскрыты воды с температурой 35° С.

Для неотектонической Хабаровской впадины Н. М. Богатков (1967) предполагает существование термальных вод с температурой 65° С и выше в породах нижних фундамента, где на глубине более 2000 м возможно наличие меловых отложений.

Широко развиты термальные воды в неотектонических впадинах байкальского типа.

В Бургузинской впадине С. В. Лысак (1968) выделяет четыре геотермические зоны: 1) от 0 до 20° С — на краевых выступах фундамента; 2) от 20 до 50° С — в центральной и северной частях впадины; 3) от 50 до 75° С — в прогибах фундамента западной части впадины; 4) более 75° С — в Аргодинском прогибе.

В Усть-Селенгинской впадине, в ее восточной части, температура воды в трещиноватой зоне докембрийских гранитов на глубине 150—230 м составляет 32—35° С. В других частях впадины на поверхности фундамента она изменяется от 37° С (глубина 1700 м) до 97° С (2925 м).

В Тункинской впадине температура кровли кристаллического фундамента в юго-западной ее части немного превышает 20°; в центральной части и особенно в области наибольшего погружения фундамента она возрастает до 50—75° С и более. Температура воды во впадине в интервале 73—2000 м увеличивается от 12 до 52,9° С. Наиболее водообильные горизонты термальных (38—41° С) вод приурочены к неогеновым отложениям. Дебиты скважин при опробовании интервала 728—1026 м варьировали от 6 до 11,2 л/с.

Весьма широко термальные воды развиты в пределах вытянутой на 200 км рифтовой долины р. Иордан, включающей районы Мертвого моря и Тивериадского озера. Здесь выявлено около 200 источников, температура воды которых достигает 60° С, а минерализация колеблется от первых граммов до 70 г/л. Подземные, по-видимому, термальные рассолы вскрыты несколькими скважинами южнее Мертвого моря. Минерализация их достигает 403 г/л при хлоридном кальциево-магниево-натриевом составе.

Неотектонические впадины Юго-Восточного Китая и Южной Азии практически не изучены. В пределах наиболее крупных из них (Уханьская, Кач, впадина дельты р. Ганг, Хтичар, Менамская, Меконгская и др.) напорные высокоминерализованные термальные воды, по-видимому, широко развиты в глубоких водоносных горизонтах.

Краевые прогибы и межгорные впадины альпийской зоны складчатости характеризуются широким распространением пластовых термальных вод. Геотермические градиенты в их пределах 2,5—3,5° С/100 м, поэтому воды с температурами до 100° С можно встретить на глубине около 3000 м.

Крупные краевые прогибы области альпийской складчатости (Предкопетдагский, Месопотамский, Западно-Пакистанский, Предгималайский, Предараканский) выполнены преимущественно терригенными отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью 6000—18 000 м. Максимальные температуры на фундаменте этих прогибов, очевидно, превышают 200° С.

В Предкопетдагском прогибе термальные воды приурочены, по-видимому, к юрским, меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям. В южной части прогиба, примыкающей к «термальной зоне» Копетдага с ее многочисленными горячими источниками, могут быть вскрыты самоизливающиеся, относительно слабоминерализованные (до 5—7 г/л) воды с температурой 50° С и более (Соколовский, Шабердыев, 1967). На Прикопетдагском склоне платформы, в районе г. Казы, в отложениях нижнего мела на глубине 1500—2000 м скважины вскрыли хлоридные натриево-кальциевые рассолы с температурой 70—79° С. Дебиты скважин 0,7—2,6 л/с (Борзасеков, 1967).

Сходными особенностями распространения термальных вод характеризуются, очевидно, и другие краевые прогибы рассматриваемой области.

В межгорных впадинах области альпийской складчатости термальные воды также распространены весьма широко.

В Рионской впадине они вскрыты в мезозойских и кайнозойских отложениях на глубине 1000—2700 м. В юрских терригенно-карбонатных породах в Колхидской низменности встречены воды с температурой 80° С. В нижнемеловых известняках воды с температурой 60—85° С вскрыты на глубине 2400—2500 м в районе г. Поти и пос. Цхиши. Состав воды хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый, минерализация 1,7—17 г/л. В отложениях эоцена — миоцена на глубине 1000—1400 м развиты воды с температурой до 48° С. Минерализация их 0,1—45 г/л, состав хлоридный и хлоридно-гипрокарбонатный натриевый.

В Куринской впадине теплые (35° С) воды вскрыты в нижнемеловых конгломератах на глубине 240 м в районе г. Кеш. В кайнозойских отложениях на глубине 800—2000 м температура воды варьирует от 40 до 60° С, а в интервале 2000—3000 м — от 60 до 75° С. Более горячие воды вскрыты в районе Карадага (97° С на глубине 4200 м) и Гоусана (135° С на глубине 5000 м). Минерализация этих вод от первых граммов до 66,8 г/л, состав преимущественно хлоридный натриевый.

В Западно-Туркменской впадине напорные высокоминерализованные воды содержатся, очевидно, по всему разрезу выполняющих ее мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений. Фактическими данными охарактеризованы здесь только породы плиоценового возраста. Температура приуроченных к ним вод достигает 80° С, минерализация — 150—300 г/л, состав хлоридный натриево-кальциевый.

Впадины альпийской зоны складчатости, расположенные за пределами территории Советского Союза (Турция, Иран, Южный Афганистан, Пакистан), в гидрогеологическом отношении почти не изучены. Однако можно не сомневаться, что те из них, мощность отложений чехла в которых достигает значительных величин, характеризуется широким распространением напорных термальных и высокотермальных подземных вод. Эти воды обладают, по-видимому, высокой минерализацией, хлоридным натриевым и натриево-кальциевым составом и повышенными концентрациями некоторых микрокомпонентов.

Прогибы и впадины области кайнозойского тектогенеза востока Азии выполнены, как правило, кайнозойскими отложениями, мощность которых в некоторых районах превышает 10 000 м.

На Камчатке геотермические наблюдения в ряде районов (Петропавловский, Кроноцкий и Тигильский) показали значительное сходство геотермических условий в верхних частях разрезов слагающих их отложений (Поляк, 1966). На глубине 1000 м температура пород в изученных районах составляет около 37° С; изотерма ±30° С залегает на близкой глубине (примерно 800 м). Ниже по разрезу установлены значительные различия. Так, изотерма ±100° С, залегающая в Петропавловском районе на глубине около 2600 м, опускается в Кроноцком районе более чем на 500 м, а в Тигильском — почти на 1000 м, что свидетельствует о значительной неоднородности теплового поля в рассматриваемой области.

Термальные воды вскрыты в Восточно-Камчатской впадине на участке Богоческой структуры в палеоген-неогеновых отложениях. Максимальная температура воды составляет 78° С при глубине скважин около 1700 м. Дебиты последних обычно не превышают десятых долей литра в секунду, минерализация воды достигает 15 г/л, состав хлоридный кальциево-натриевый. Скважиной в районе Хромовской антиклинали в Западно-Камчатской впадине на глубине 802 м вскрыта, по-видимому, обводненная зона тектонического нарушения.

Дебит скважины 20 л/с, температура воды — 32—34° С, минерализация 1,5 г/л, состав хлоридный натриевый.

На Сахалине, по данным О. В. Равдоникас («Гидрогеология СССР, т. XXIV, остров Сахалин», 1972), на срезе 500 м температура изменяется от 11 до 30° С; 1000 м — от 23 до 50° С; 1500 м — от 39 до 73° С; 2000 м — от 54 до 96° С и 2500 м — от 74 до 121° С.

В породах палеогена воды с температурой 60—85° С развиты на глубине 1800—2500 м. В районе г. Южно-Невельск с глубины 2300—2550 м выведены воды, температура которых 90° С. В неогеновых отложениях Северо-Сахалинской впадины воды с температурой 50—60° С залегают на глубине 1200—1500 м. На юге острова термальные воды в этих отложениях встречены на глубине 500—700 м. Дебиты скважин не превышают 1 л/с.

Минерализация термальных вод впадин Сахалина изменяется чаще всего от 5 до 15 г/л при хлоридном натриевом составе. В районах нефтяных месторождений минерализация воды возрастает до 23—25 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

В Японии термальные воды вскрыты в пределах впадины Ишкари на о. Хоккайдо. Температура воды в плиоценовых отложениях составила 48,4° С, минерализация около 10 г/л, состав хлоридный натриевый. Во впадине Акита в северо-западной части о. Хонсю в миоцен-плиоценовых отложениях в интервале 226—1100 м температура воды колеблется от 25,6 до 40,2° С. Состав воды хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация 22—32 г/л. В плиоценовых отложениях впадины Канто (район Токио) температура воды возрастает от 15,8° С на глубине 437 м до 40,4° С на глубине 2015 м. Минерализация воды достигает 33,4 г/л, состав хлоридный натриевый.

На о. Ява в пределах Восточно-Яванской впадины температура подземных вод, приуроченных к неогеновым отложениям, достигает 50° С. Минерализация воды 10—30 г/л, состав хлоридный натриевый.

Большое число впадин в описываемой области (о. Тайвань, Филиппины, Индонезия), не изученных в гидрогеологическом отношении, характеризуется широким проявлением нефтегазоносности. Это позволяет предполагать, что в глубоких горизонтах осадочных отложений, выполняющих эти впадины, широко развиты термальные хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды, минерализация которых, по-видимому, не превышает 35 г/л.

VI. Провинция холодных кислородно-азотных, радоновых слабоминерализованных вод занимает отдельные, иногда довольно крупные участки в пределах горных сооружений Азиатского материка. Изучены они только на территории Советского Союза и Монголии. Воды этой провинции представляют собой грунтовые и слабонапорные воды, формирующиеся в коре выветривания кислых кристаллических пород.

Минерализация воды обычно не превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый и кальциево-натриевый. Концентрация радона, образующегося в результате эманирования кислых кристаллических пород, как правило, не превышает 100 М. Е., но иногда достигает 390 М. Е. (Монголия).

На площади этой провинции на участках с различной рудной минерализацией нередко формируются воды с повышенными содержаниями железа, алюминия, меди, свинца, фтора и других микрокомпонентов. Так, в Монголии в крупных зонах тектонических нарушений с широко проявленной флюоритовой минерализацией обычно отмечаются фтористые воды, содержащие 2—20 мг/л фтора. Минерализация этих вод 0,4—4,6 г/л, состав гидрокарбонатный,

сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный, по катионам переменный.

Как показывает изложенный материал, по особенностям распространения минеральных вод территория Азиатского материка весьма неоднородна. Наиболее богата минеральными водами и по числу их проявлений, и по разнообразию представленных типов область кайнозойского тектогенеза востока Азии. В этой области распространены все выделенные типы минеральных вод, за исключением рассолов. Области альпийской складчатости и эпиплатформенного орогенеза характеризуются широким региональным распространением в горно-складчатых сооружениях азотных термальных и локальным спорадическим углекислых холодных и термальных вод, а также азотно-углекислых и азотных береговых терм. Отрицательные тектонические структуры здесь представляют собой, как правило, бассейны термальных азотно-метановых и метановых вод.

На докембрийских щитах и в палеозойских горно-складчатых сооружениях, находящихся вне зоны новейшей тектонической активизации, подземные минеральные воды, за исключением кислородно-азотных радоновых, отсутствуют. В пределах докембрийских и палеозойских платформ чрезвычайно широко распространены в их глубоких горизонтах азотно-метановые и метановые термальные воды. Наиболее крупные ресурсы термальных вод на территории Азиатского материка приурочены к палеозойским платформам.

ГЛАВА IV

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Приведенное выше описание артезианских бассейнов Азиатского материка и закономерностей распространения и формирования различных типов подземных вод на его площади показывает, что наряду с особенностями, характерными для всех бассейнов или значительной их части, некоторые из них обладают только им свойственными чертами, обусловленными конкретными природными условиями районов. Рассмотрим эти вопросы подробнее.

Как известно, название «артезианские воды» происходит от провинции Артуа во Франции, где в XII в. был построен колодец, впервые вскрывший напорную воду, уровень которой поднялся выше поверхности земли. По данным И. К. Зайцева и В. М. Тарасова (1972), в русской гидрогеологической литературе термины «артезианские воды» и «артезианские бассейны» появились в конце XIX в. в трудах С. Н. Никитина и Н. Ф. Погребова.

Однако, по-видимому, впервые определение артезианского бассейна было дано К. Кейльгаком в 1912 г. (Кейльгак, 1935), который подразумевал под ним такую гидрогеологическую структуру с напорными водами, которая имеет внешнюю область питания, область разгрузки и внутреннюю область питания или напора. Он считал также возможным объединить эти три области под наименованием системы напорных вод и особо подчеркивал безусловную необходимость наличия в каждом напорном бассейне указанных трех областей, хотя размеры их могут быть весьма различны. Такое же определение артезианского бассейна дано I Всесоюзным гидрогеологическим съездом, проходившим в 1931 г.

В конце 30-х годов в это понятие были внесены существенные изменения (Васпльевский, 1938), и под артезианским бассейном стали понимать лишь часть его, в определении Кейльгака, соответствующую внутренней области питания, а горное обрамление последней, отвечающее внешней области питания, получило название гидрогеологического массива. Границу между ним и артезианским бассейном в этом понимании стали проводить по контакту депрессий и впадин с горным обрамлением (Зайцев, Толстихин, 1963).

В 1939 г. В. Н. Щелкачев термин «системы напорных вод» Кейльгака впервые применил к нефтеносным пластам, находящимся в условиях водонапорного режима (Щелкачев, Пыхачев, 1939).

После второй мировой войны учение об артезианских бассейнах получило дальнейшее развитие.

Н. И. Толстихин в этот период выделил адартезианские бассейны — структуры, близкие к артезианскому бассейну, но не совсем ему соответствующие, и супербассейны — структуры, сложенные вулканогенными образованиями, содержащими напорные воды, и залегающие в самом верхнем этаже разреза

земной коры. Этим же исследователем (1959) артезианские бассейны горно-складчатых стран расчленены на приводораздельные, или горные, артезианские бассейны; бассейны склонов горных сооружений; предгорные бассейны, располагающиеся вдоль простирания горных цепей и приуроченные к впадинам, ограниченным передовыми хребтами; медиальные бассейны, располагающиеся группами на погружениях осей горно-складчатых сооружений; межгорные бассейны, приуроченные к межгорным тектоническим впадинам, и срединные, находящиеся на месте погрузившихся срединных глыб.

В классификациях артезианских бассейнов Средней Азии (Кенесарин, Султанходжиев, 1963) и Китая (Крылов, 1958; Чэнь Мэн-сюн и др., 1959; Цзи Чуань-хао, 1960) принят тот же принцип их выделения, что и предложенный Васильевским. Вообще следует отметить, что, хотя этот принцип расчленения гидрогеологической структуры верхней части земной коры многими исследователями и не разделяется, он получил в нашей стране широкое распространение.

М. И. Суббота и др. («Структуры гидрогеологических бассейнов...», 1972) выделили в пределах верхней части земной коры четыре типа гидрогеологических структур — бассейнов: артезианские, горно-складчатые, глыбовые и океанические. Из этих типов недостаточно ясной является характеристика глыбовых бассейнов.

В послевоенный период продолжало развиваться и учение о водонапорных системах, особенно гидрогеологами-нефтяниками. Новые определения и классификации их в это время предложили А. М. Овчинников (1959, 1960), А. А. Карцев (1963, 1969), В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972а, б). Не касаясь классификации водонапорных систем А. М. Овчинникова, широко освещенной в печати, очень кратко остановимся лишь на последней классификации этих систем Карцева и на некоторых определениях их, данных Колодием и Кудельским.

А. А. Карцев (1969) расчленил водонапорные системы по генезису и механизму возникновения напора на седиментационные (элизионные) и инфильтрационные. В первых системах напор вод обусловливается выжиманием их из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы вследствие осадконакопления и геостатической нагрузки (геостатические водонапорные системы) и иногда под влиянием геодинамического давления, возникающего при тектонических движениях (геодинамические водонапорные системы). Последняя разновидность систем, как отмечает Карцев, пока слабо изучена и нам представляется, что в чистом виде она едва ли имеется. В инфильтрационных водонапорных системах напор формируется за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в пласты-коллекторы.

В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972а), основываясь на этих исследованиях А. А. Карцева и отмечая, что закономерности распределения напоров по отношению к горному обрамлению прогибов и впадин коренным образом отличаются от общепринятых представлений, пишут, что «...содержание термина «артезианский бассейн» не соответствует уровню современной информации о крупных гидрогеологических структурах земной коры» (стр. 10), а в другой работе (1972б) в связи с этим отмечают, что «Представления о динамике подземных вод глубоких недр в настоящее время переживают известный кризис, вызванный появлением принципиально нового материала по напорам, температурам и т. п., не укладывающегося в схемы напорных систем артезианского типа» (стр. 43).

Исходя из геолого-структурных особенностей регионов, они предложили выделять водонапорные бассейны, а внутри них — водонапорные системы.

Под первыми понимается «...совокупность водоносных пластов и разделяющих их водоупоров, трещиноватых зон с заключенными в них водами, контролируемая крупной геологической структурой (класса региональных, надпорядковых или структур первого порядка) и характеризующаяся наличием напорных подземных вод», а «...в верхних частях разреза каждого бассейна... горизонта безнапорных вод» (стр. 16—17). «Водонапорная система — это совокупность водоносных пластов, водоупоров и трещиноватых зон с заключенными в них водами, обеспечивающая существование в ее недрах напоров подземных вод, характеризующихся общностью механизма их возникновения» (стр. 17).

В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972а) рекомендуют не применять понятие «артезианский бассейн» ... до тех пор, пока ему не будет дано строгое определение» (там же).

Мы не разделяем взгляды указанных исследователей, так как считаем, что данное Кейльгаком и нами (см. гл. I) определение этого понятия является и математически, и геологически строгим, а в отношении гидрогеологического содержания исключительно емким, ибо включает все возможные формы питания артезианских структур, их разгрузки и формирования в них напоров. Вот почему за основу мелкомасштабного гидрогеологического районирования нами принята эта первичная единица, которая позволила в тесной увязке с поверхностными водами и геолого-геоморфологическим строением всесторонне осветить жизнь подземных вод и те процессы, которые в них происходят в каждой из артезианских структур и в верхней части подземной гидросферы Азиатского материка в целом.

Что касается новых материалов о формировании напоров в артезианских бассейнах, то выше отмечалось, что у В. В. Колодия и А. В. Кудельского они базируются на данных лишь одного Западно-Туркменского бассейна, полученных в результате применения теоретически слабо разработанного метода расчета приведенных давлений, и по скважинам, расположенным преимущественно на разведанных нефтегазоносных площадях. Качество опробования этих скважин, как и правомерность распространения полученных по ним данных на другие бассейны материка, вызывает большие сомнения.

Однако, если допустить, что выявленные авторами закономерности являются справедливыми, то о каком «известном кризисе» представлений о динамике подземных вод глубоких недр не может быть и речи. Можно с достаточным основанием утверждать, что благодаря широкому применению глубокого и сверхглубокого бурения для изучения ранее недоступных горизонтов земной коры и развитию теоретических исследований нам удалось добиться определенных успехов в решении одного из частных вопросов проблемы формирования и распределения в ней подземных вод.

В связи с наложенным под водонапорной системой (термин, широко распространенный у гидрогеологов-нефтяников) следует, по-видимому, понимать часть артезианского бассейна, ограниченную по площади и разрезу возможными масштабами нефтегазонакопления. Разумеется, что в пределах одного и того же бассейна может быть не одна, а любое количество водонапорных систем, разобщенных и в пространстве, и в разрезе. Например, в Западно-Сибирском артезианском бассейне в настоящее время, по Б. Н. Щелкачеву, можно выделить более ста водонапорных бассейнов, приуроченных к площадям развития нефтяных и газовых месторождений.

Рассмотрим также еще один частный вопрос, связанный с положением фундамента в структуре артезианских бассейнов. Дело в том, что одни исследователи включают последний в состав бассейнов, другие относят к

артезианскому бассейну лишь осадочные образования, залегающие на фундаменте.

Как следует из приведенного выше описания, фундаменты бассейнов, как правило, сложены высокометаморфизованными и существенно более древними породами, чем чехол. Во многих бассейнах эти породы сверху трещиноваты, причем трещины распределены в них неравномерно и по глубине, и по простиранию. Водоносность пород слабая, но вода всегда напорная, уровень ее местами достигает поверхности земли, а в некоторых бассейнах поднимается над ней. По составу и минерализации она аналогична воде смежного с фундаментом водоносного горизонта или комплекса. На этом основании водоносные породы фундамента включены нами в состав артезианских бассейнов.

А теперь перейдем к сравнительной характеристике артезианских бассейнов Азиатского материка.

По структурно-геоморфологическим особенностям на его площади выделяются следующие три основных и широко известных типа бассейнов: платформенные, предгорных прогибов и межгорные. Именно эти гидрогеологические структуры определяют все главные закономерности распространения и формирования подземных вод не только в пределах описываемого материка, но и на земном шаре в целом. Названные другие типы бассейнов (адартезианские, супербассейны, бассейны горных стран) могут служить лишь в качестве вспомогательных при характеристике подземных вод менее значительных территорий и при картировании последних в более крупном масштабе.

По отношению к морскому покрытию бассейны разделяются на континентальные и субмаринные.

Платформенные бассейны по возрасту складчатого основания, определяющего возможную структуру и возраст пород, составляющих осадочный чехол, в свою очередь разделяются на бассейны с основанием, сложенным дорифейскими, байкальскими, ранне- и позднекаледонскими и герцинскими складчатыми структурами.

Представителями бассейнов первых двух групп являются Восточно-Сибирский сложный артезианский бассейн, Аравийский, Сычуаньский, Северо-Китайский. К бассейнам, имеющим палеозойское складчатое основание, относятся Западно-Сибирский, многочисленные бассейны Туранского гидрогеологического района и др.

Платформенные артезианские бассейны характеризуются прежде всего значительными размерами, большой мощностью осадочного чехла, в верхней части которого в зоне активного водообмена формируются пресные гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, а в аридных районах — пестрые по минерализации и составу воды, местами напорные. В зонах затрудненного и застойного режимов бассейнов распространены напорные воды. Водоносность пород с глубиной, как правило, уменьшается, а напорность вод увеличивается, причем пьезометрические уровни их иногда поднимаются выше поверхности земли. В зоне активного водообмена бассейнов наблюдается горизонтальная зональность в изменении минерализации и состава подземных вод, а в зонах затрудненного и застойного режимов — вертикальная, причем чаще всего прямая, реже инверсионного типа и сложная. Кроме того, в описываемых бассейнах установлена зональность в изменении газового состава и температуры подземных вод. Первая зональность выражается в смене газов воздушного происхождения в зоне активного водообмена на азотно-углеводородные и углеводородные газы в зонах затрудненного водообмена и застойного режима бассейнов.

Температурная зональность проявляется в повышении температуры воды от внешних областей питания к внутренним областям питания и напора подземных вод бассейнов, а также с глубиной. Высокоминерализованные воды и рассолы платформенных бассейнов отличаются, как правило, повышенным содержанием микрокомпонентов (иода, брома, бора, лития, стронция и др.).

Предгорные артезианские бассейны располагаются на сочленениях платформ и складчатого горного сооружения. Как отмечает И. О. Брод («Нефтегазоносные бассейны...», 1965), они не только охватывают собственно предгорные прогибы, но часто включают обширный платформенный склон, втянутый в погружение, сопровождавшее подъем горного сооружения. В связи с этим описываемые бассейны, с одной стороны, ограничены горным сооружением, а с другой — выходящим на поверхность или приближенным к поверхности выступом фундамента платформы. Борт бассейна, примыкающий к горному обрамлению, узкий и крутой, платформенный — широкий и пологий. Эти бассейны отличаются огромной мощностью осадочного чехла, которая в некоторых из них достигает 10—12 км. Длина бассейнов обычно во много раз больше ширины. К числу подобных бассейнов относятся Предкопетдагский, Месопотамский, Индский, Гангский и др.

В глубоких горизонтах предгорных бассейнов формируются, как правило, высокотермальные подземные воды, которые в некоторых бассейнах в зонах разломов выходят на поверхность и образуют так называемые «термальные линии». Последние чаще всего располагаются ближе к крутому борту бассейна.

Межгорные артезианские бассейны составляют наиболее многочисленную группу. Среди них имеются межгорные бассейны докембрийских активизированных платформ (Байкальский, Мертвого моря и др.), палеозойских горных сооружений (Кузнецкий, Минусинский, Балхашский, Цайдамский и др.), мезозойских складчатых областей (бассейны Ирано-Афганского гидрогеологического района, Тихоокеанских островных дуг и др.). Из перечисленных бассейнов наиболее широко распространены бассейны палеозойских и послепалеозойских складчатых сооружений.

В отличие от платформенных и предгорных бассейнов описываемые бассейны характеризуются значительно меньшими размерами и имеют простирание, в большинстве своем согласное с простиранием складчатых структур тех или иных районов материка.

В структурном отношении бассейны представляют собой, как правило, грабены, среди которых различаются двусторонние и односторонние, т. е. обрамленные с двух или с одной стороны зонами разломов. Часто среди них встречаются также грабен-синклинали, в краевых частях которых вблизи разломов углы падения пород достигают 70—80°, а иногда имеют опрокинутое залегание. Многие межгорные бассейны расчленены зонами поперечных разломов на более мелкие бассейны, опущенные или приподнятые относительно друг друга на различную высоту и обладающие своими закономерностями формирования и распространения подземных вод. Классическим примером таких бассейнов является Читино-Ингодинский, расположенный на территории Советского Союза. Как отмечает И. О. Брод («Нефтегазоносные бассейны...», 1965), в межгорных бассейнах нередко наблюдаются прогибы, весьма сходные по структурным формам с платформенными.

В распределении фаций осадков во многих бассейнах установлены определенные закономерности. Наиболее грубые разности пород распространены

преимущественно в периферических частях бассейнов, прилегающих к внешним областям питания, а более тонкие — в их центральных частях. В соответствии с этим находится и водоносность пород.

В межгорных бассейнах, как и в описанных выше, в зоне активного водообмена наблюдается горизонтальная зональность в изменении минерализации и химического состава подземных вод, а в целом по бассейнам — вертикальная, причем эта зональность чаще, чем в платформенных бассейнах, носит обратный и сложный характер.

Имеются различия также в размерах внешних областей питания платформенных и межгорных бассейнов. Внешние области питания последних иногда в несколько раз, а в некоторых бассейнах и во много раз превышают внутренние области их питания. В связи с этим водовмещающие породы таких бассейнов характеризуются хорошей промытостью, высоким качеством воды и часто большими дебитами водопунктов. Относительные размеры внешних областей питания платформенных бассейнов обычно меньше, чем относительные размеры внутренних областей питания, что отражается как на особенностях формирования, так и закономерностях распределения подземных вод на их площади.

Формирование ресурсов подземных вод артезианских бассейнов в различных гидрохимических и гидродинамических зонах их происходит по-разному.

В зоне активного водообмена питание подземных вод осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации влаги из воздуха, потерь поверхностного стока, подтока воды со стороны внешних областей питания. Однако относительная роль этих элементов их баланса неодинакова. Например, осадки имеют большое значение в питании подземных вод артезианских бассейнов, расположенных в зонах умеренного и высокого увлажнения, и совсем незначительную роль играют в артезианских бассейнах, находящихся в аридных и экстрааридных районах, где вследствие большой сухости и высокой температуры воздуха они часто испаряются, не достигнув поверхности земли. В этих бассейнах большое значение в восполнении ресурсов пресных подземных вод имеют влага, конденсирующаяся из воздуха, потери поверхностного стока и подток воды со стороны внешних областей питания. Конденсационная влага играет также важную роль в формировании пресных подземных вод в артезианских бассейнах, располагающихся в зоне распространения многолетнемерзлых пород.

Роль внешних областей питания в восполнении ресурсов пресных подземных вод артезианских бассейнов не одинакова. По этим особенностям последние разделяются на бассейны одностороннего, двустороннего, трехстороннего и всестороннего питания, что определяется условиями тектоники и составом пород, слагающих эти области, а также климатом районов. В. В. Колодий и А. В. Кудельский (1972) на примере Западного Копетдага считают эту роль ничтожной. Вместе с тем мы видели, что в Джунгарском прогибе, располагающемся у северного склона Тянь-Шаня, пресные подземные воды в мезозойских отложениях фиксировались китайскими геологами на глубине 2200 м. Однако с глубиной роль внешних областей питания в восполнении ресурсов пресных подземных вод, по-видимому, уменьшается, о чем свидетельствуют данные, показанные на рис. 74—76, составленных по азиатской части Северо-Прикаспийского бассейна. Аналогичное явление наблюдается в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна и многих других, охарактеризованных выше («Гидрогеология СССР, т. XVI», стр. 182—184).

В бассейнах, внешние области питания которых слагаются лагунными или морскими отложениями, отличающимися повышенной засоленностью, или в случаях, когда эти отложения располагаются недалеко от названных

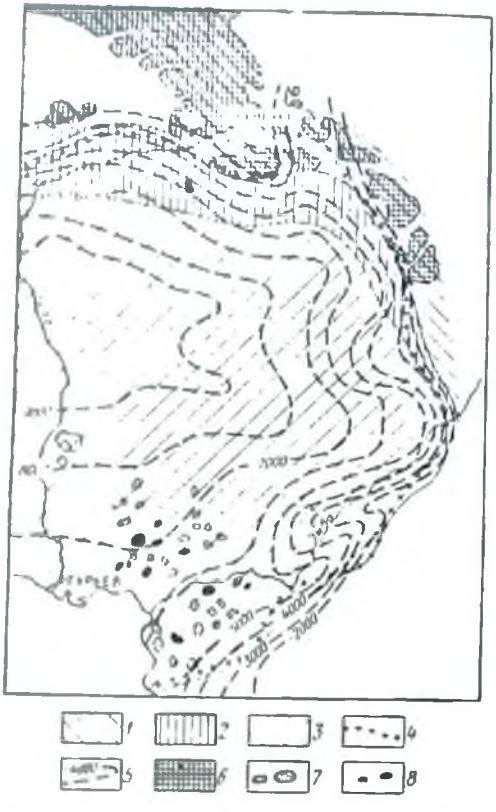
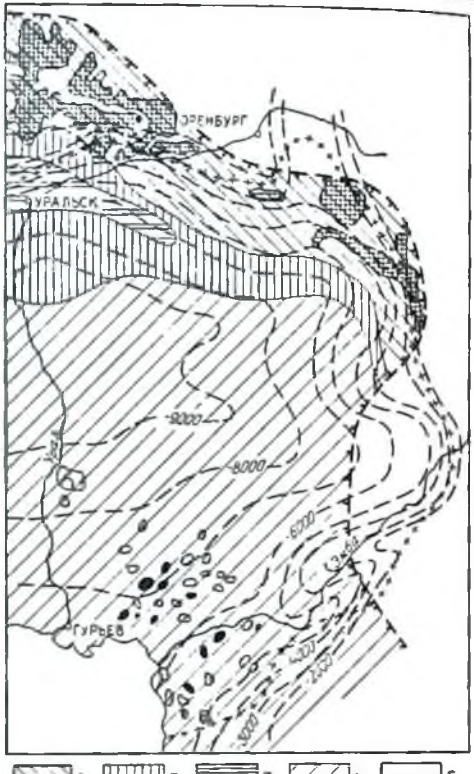


Рис. 74. Схематическая гидрохимическая карта перми-триасового водоносного комплекса (составила Л. В. Славянова)

Воды преимущественно: *1* — гидрокарбонатно-сульфатные с минерализацией до 1 г/л; *2* — хлоридно-сульфатные с минерализацией до 10 г/л; *3* — хлоридные натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией до 150 г/л, вблизи соляных куполов хлоридные натриевые с минерализацией до 300 г/л; *4* — граница распространения соляных куполов; *5* — изогипсы и абсолютные отметки подошвы соли кунгурского яруса нижней перми; *6* — область открытого и неглубокого залегания альб-сеноманских отложений; *7* — соляные купола; *8* — нефтяные и газовые месторождения



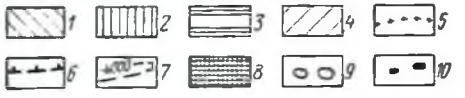


Рис. 75. Схематическая гидрохимическая карта юрского водоносного комплекса (составила Л. В. Славянова)

Воды преимущественно: *1* — гидрокарбонатно-сульфатные с минерализацией до 1 г/л; *2* — хлоридно-сульфатные с минерализацией до 10 г/л; *3* — хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией до 10 г/л; *4* — хлоридные натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией до 150 г/л, вблизи соляных куполов хлоридные натриевые с минерализацией до 300 г/л; *5* — граница распространения соляных куполов; *6* — граница распространения альб-сеноманских отложений; *7* — изогипсы и абсолютные отметки подошвы соли кунгурского яруса нижней перми, *8* — область открытого и неглубокого залегания альб-сеноманских отложений; *9* — соляные купола; *10* — нефтяные и газовые месторождения

областей, при попадании в них инфильтрационных вод последние быстро приобретают достаточно высокую минерализацию и создается впечатление, что внешние области питания не играют существенной роли в восполнении ресурсов подземных вод зоны активного водообмена бассейнов или роль их настолько ничтожна, что с ней можно не считаться. В действительности это, по-видимому,

не так, и для того, чтобы сделать какой-либо вывод, предварительно необходимо проводить тщательный анализ природных условий бассейнов.

Восполнение ресурсов подземных вод зоны затрудненного водообмена происходит, очевидно, за счет поступления воды со стороны внешних областей питания и поглощения подземных вод вышележащих водоносных комплексов и горизонтов через зоны разломов, а в более глубоких частях ее также, возможно, и за счет отжатия седиментационных вод из глин в породы-коллекторы. Последний фактор, вероятно, приобретает еще большее значение в зоне застойного режима; роль же разломов в питании подземных вод здесь уменьшается. По-видимому, скорее всего сюда в незначительных количествах проникают подземные воды со стороны внешних областей питания бассейнов. Наконец, в обеих этих зонах нельзя не учитывать и поступление воды, освобождающейся при магматических процессах, происходящих в земной коре, хотя размеры этого поступления едва ли являются существенными.

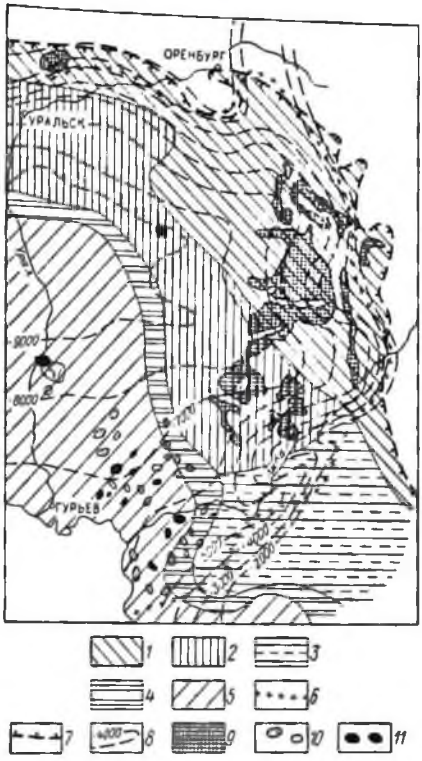


Рис. 76. Схематическая гидрохимическая карта альб-сеноманского водоносного комплекса (составили Л. В. Славянова и Н. А. Кузнецова)

Воды преимущественно: *1* — гидрокарбонатно-сульфатные с минерализацией до 1 г/л; *2* — хлоридно-сульфатные с минерализацией до 10 г/л; *3* — хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией до 10 г/л; *4* — хлоридные натриевые с минерализацией до 50 г/л; *5* — хлоридные натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией до 150 г/л, вблизи соляных куполов хлоридные натриевые с минерализацией до 300 г/л; *6* — граница распространения соляных куполов; *7* — граница распространения альб-сеноманских отложений; *8* — изогипсы и абсолютные отметки подошвы соли кунгурского яруса нижней перми; *9* — область открытого и неглубокого залегания альб-сеноманских отложений; *10* — соляные купола; *11* — нефтяные и газовые месторождения

Разгрузка подземных вод артезианских бассейнов, располагающихся в гидрогеологических областях, имеющих сток в моря и океаны, осуществляется с помощью речной и озерной сети, через гидрогеологические (литологические) окна, путем эвапотранспирации, перетекания через водоупорные породы и зоны разломов, а на участках развития многолетнемерзлых пород еще и через русловые и подозерные талики, чаще всего приуроченные к этим зонам. Роль указанных путей разгрузки в различных бассейнах неодинакова и определяется конкретными особенностями каждого из них, в частности особенностями их физико-географических условий, структуры, условий питания и т. д. Базисом подземного стока зоны активного водообмена бассейнов являются впадины морей и океанов. Возможность дренирования ими подземных вод зон затрудненного и особенно застойного режимов бассейнов неясна. Не исключено, что воды этих зон связаны с соответствующими зонами артезианских бассейнов материковой отмели.

Такими же путями разгружаются и артезианские бассейны внутриматериковой гидрогеологической области. Однако в ряду перечисленных факторов инфильтрационного питания и перетекания воды через гидрогеологические окна и водоупорные толщи под влиянием гидростатического давления со стороны внешних областей питания бассейнов происходит здесь, очевидно, более энергично. Это приводит к формированию инфильтрационного гидрохимического разреза бассейнов и огромных солончаковых полей на поверхности земли (Деште-Лутский, Деште-Кевирский, Таримский, Джунгарский и другие бассейны).

Вместе с тем поступившие в последние годы сведения по некоторым артезианским бассейнам (в частности, Западно-Сибирскому) об одновозрастности глубоких подземных вод и вмещающих их пород ставят под сомнение возможность движения воды в этих условиях. Только относительным покоем можно объяснить формирование здесь вертикальной зональности подземных вод, в то время как всякое движение предполагает ее разрушение.

Напоры подземных вод артезианских бассейнов формируются под действием различных факторов. В зонах активного водообмена они определяются преимущественно высотным положением внешних областей питания и в некоторых бассейнах достигают весьма значительных величин; по удалении от горного обрамления напоры падают. Таким же путем, очевидно, создаются напоры подземных вод и в верхней части зоны затрудненного водообмена. В более глубоких горизонтах бассейнов, как предполагают А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валяшко (1960), они формируются под влиянием геостатического фактора, гидравлических и вязкопластических свойств пород, а также упруго-релаксического их режима и напряжений, возникающих при неотектонических движениях.

Таким образом, из изложенного следует, что различия между выделенными типами бассейнов проявляются главным образом в неодинаковой минерализации и химическом составе сформировавшихся в них вод, их зональности, условиях питания и какой-то степени разгрузки. Вместе с тем в отношении водоносности пород (качество их по глубине), зональности газового состава и температуры воды гидродинамического режима во многих бассейнах, несмотря на различие их структур, обнаруживаются элементы сходства. Однако помимо отличий и сходств связанных со структурными особенностями, имеются отличия и сходства, обусловленные составом и строением осадочного чехла бассейнов и находящимися в определенной гидрогеологической области.

Как видно из рис. 1, в пространственном размещении гидрогеологических областей и находящихся на их площади артезианских бассейнов наблюдаются определенные закономерности. Четыре области, принадлежащие к бассейнам стока Северного Ледовитого океана, Черного и Средиземного морей, Тихого океана и внутриматерикового стока, имеют простирание, близкое к широтному. Гидрогеологическая область бассейна стока Тихого океана вытянута в меридиональном направлении. Простирания бассейнов внутри отдельных областей не всегда совпадают. Они относительно хорошо выдерживаются в гидрогеологических областях бассейнов стока Тихого, частично Северного Ледовитого и Тихого океанов, а также внутриматерикового стока, преимущественно для платформенных артезианских бассейнов. В горно-складчатых районах артезианские бассейны обычно имеют простирания, согласные с простираниями складчатых структур.

Артезианские бассейны гидрогеологической области бассейна стока Северного Ледовитого океана находятся преимущественно в области умеренного выпадения осадков, низких температур воздуха и широкого распространения многолетнемерзлых пород. Бассейны гидрогеологической области внутримате-

рикового стока и западная часть гидрогеологической области бассейна стока Индийского океана отличаются недостаточным увлажнением и высокими температурами воздуха. Артезианские бассейны, расположенные в восточной части гидрогеологической области бассейна стока Тихого океанов, характеризуются избыточным увлажнением и высокими температурами воздуха. Все это, несмотря на общий источник питания бассейнов, определяет неодинаковые ресурсы пресных подземных вод в них. Как уже отмечалось, криолитозона, широко распространенная в бассейне стока Северного Ледовитого океана, существенно сокращает площадь питания бассейнов, затрудняет инфильтрацию атмосферных осадков, ухудшает условия водообмена и переводит часть ресурсов пресных подземных вод из жидкой фазы в твердую. Отличные физико-географические условия гидрогеологических областей предопределили также формирование в них различной мощности аоны этих вод. Минимальные размеры последней установлены в области недостаточного увлажнения, в области избыточного увлажнения они резко возрастают.

Артезианские бассейны гидрогеологических областей морского и океанического стока связаны не только поверхностным, но и подземным стоком. Во всех артезианских бассейнах эта связь осуществляется по первому от поверхности земли водоносному горизонту грунтовых вод, а в некоторых бассейнах, возможно, и по более глубоким горизонтам.

Артезианские бассейны области внутриматерикового стока связаны поверхностными и подземным стоком на относительно небольших площадях. Каждый бассейн этой области является, как правило, самостоятельной, замкнутой структурной единицей, характеризующейся своими особенностями формирования и распределения подземных вод.

Помимо различий, свойственных совокупности артезианских бассейнов, объединенных в гидрогеологические области, имеются различия между артезианскими бассейнами, находящимися в одной и той же области. Они выражаются в разновозрастности складчатого основания, неодинаковых структурах его, формационном составе пород, слагающих осадочный чехол бассейнов, и т. д. Например, Восточно-Сибирский и Западно-Сибирский платформенные бассейны, хотя и находятся в одной гидрогеологической области, но резко отличаются друг от друга. Основание первого бассейна представляет собой древнюю докембрийскую складчатую платформу. Поверхность его неровная, поэтому в пределах бассейна выделяется несколько бассейнов второго порядка, границы между которыми проводятся по поднятиям основания. В составе осадочных формаций бассейна наряду с терригенными толщами наблюдаются карбонатные и соленосные отложения, широко развиты породы вулканогенной формации перми — триаса, представленные потоками и покровами преимущественно основных лав и редко ультраосновными и щелочными породами, среди которых местами встречаются горизонты континентальных осадочных образований. Соседний с запада Западно-Сибирский бассейн граничит с Восточно-Сибирским по глубинному разлому, проходящему параллельно Енисею. Складчатое основание бассейна сформировалось к концу палеозоя. По новейшим геофизическим данным поверхность основания Западно-Сибирского бассейна является относительно ровной, в связи с чем в настоящее время в нем не выделяются артезианские бассейны более высокого порядка, как это было ранее. Нижний структурный этаж осадочного чехла бассейна представлен песчано-глинистыми отложениями юры — верхнего мела (сеномана), верхний включает отложения турона — кайнозоя и также сложен песчано-глинистыми, местами угленосными отложениями. Эффузивные образования развиты менее широко,

чем в Восточно-Сибирском бассейне, а хемогенные осадки пока не встречены. Все эти отличительные особенности геологического строения охарактеризованных бассейнов, входящих в единую гидрогеологическую область, нашли отражение и в особенностях формирования и распределения подземных вод на их территориях.

Однако и в одновозрастных платформенных бассейнах иногда формируются весьма различные по составу и минерализации подземные воды. Примером может служить тот же Западно-Сибирский артезианский бассейн и расположенные к югу от него многочисленные артезианские бассейны Туранского гидрогеологического района. Различия в минерализации и составе подземных вод и их пространственном распределении здесь также в значительной степени обусловлены особенностями состава пород осадочного чехла.

Субмаринные артезианские бассейны располагаются на площади омывающих Азиатский материк морей и океанов. В расчленении гидрогеологических структур этих территорий, как отмечалось выше (см. гл. I), в настоящее время наметилось два направления (Калинко, 1969; Басков, 1971). Как и артезианские бассейны материка, эти бассейны имеют гетерогенное складчатое основание. Среди них выделяются бассейны с докембрийским, каледонским, герцинским, мезозойским, альпийским и кайнозойским фундаментом.

Важнейшее значение в субмаринных бассейнах наряду с поверхностными морскими водами, содержащими огромное количество растворенной поваренной соли, магния, серы, бора, брома, алюминия, марганца, меди, урана, молибдена, серебра, золота и др., имеют подземные воды материковой отмели или шельфовой зоны. Она окружает материк и простирается от береговой линии его до глубины, на которой отмечается резкое увеличение крутизны склона, спускающегося к области больших глубин. Ширина отмели и глубина на ее бровке в разных местах различны. Первая изменяется от нескольких километров до нескольких сотен километров, а глубина — от 40 до 500 м.

По данным Н. Н. Куликова и М. А. Спиридонова («Шельфы...», 1969), донные отложения шельфовой зоны представлены преимущественно терригенными, органогенными, хемогенными, реже вулканогенными образованиями. Среди них преобладают песчаные осадки, формирующиеся за счет разрушения пород суши, кораллов, известковых раковин моллюсков, фораминифер и других организмов, затем песчанистые и глинистые илы. Реже в составе этих отложений наблюдаются галечники и гравий. Как отмечают Н. Н. Куликов и др. («Шельфы...», 1969), на лишенных современных осадков участках дна распространены либо более древние, диагенетически измененные четвертичные отложения различного происхождения (морского, ледникового, речного, озерного и др.), либо более древние осадочные, метаморфические и изверженные породы.

П. С. Воронов и В. Б. Ляцкий («Шельфы...», 1969) указывают, что тектоническое строение осадочных образований шельфовых зон имеет много общего с тектоническим строением осадочных отложений материков. Для них также характерны такие специфически материковые структуры, как синклинали, антиклинали, синклинории, антиклинории и т. п. Существует сходство и в глубинных разрезах земной коры. Вместе с тем в них отмечаются и особые, присущие только шельфовой зоне тектонические формы (каньоны, желоба и т. д.). В целом же, как указывают названные исследователи, наблюдается большое разнообразие тектонического строения шельфовой зоны различных континентов, а также разных районов этих континентов.

Для субмаринных артезианских бассейнов характерно отсутствие зоны аэрации, всегда имеющейся в зоне активного водообмена материковых бас-

сейнов, субаквальный характер грунтовых вод и на большей площади соответствие их состава составу воды морей и океанов, покрывающих поверхность бассейнов. Нет в этих бассейнах и зоны активного водообмена в том виде, в каком она существует в артезианских бассейнах материка. По-видимому, достаточно активный водообмен в этих бассейнах осуществляется лишь в их краевых частях, на участках, где в моря и океаны постоянно вливаются мощные потоки вод аллювиальных отложений. Состав грунтовой воды на этих участках смешанный, очевидно, хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниево-кальциевый, минерализация воды более слабая, чем морской воды. Ширина участков с таким составом воды определяется размерами аллювиальных потоков. Подземные воды материковых бассейнов разгружаются в субмаринные бассейны еще с помощью родников, особенно там, где в прибрежных зонах развиты водоносные закарстованные известняки или другие карбонатные породы. Примеры этого приводились при описании Бенгальского субмаринного бассейна Индийского океана и Антальского, входящего в состав Средиземноморского бассейна. Подобные родники описаны Г. А. Максимовичем (1956), Б. И. Куделиным и др. («Проблема подземного...», 1971), в том числе для морей и океанов, омывающих другие материки.

О составе и условиях питания подземных вод более глубоких частей субмаринных бассейнов, соответствующих зонам затрудненного и застойного режимов, отделенных от горизонта субаквальных грунтовых вод мощными толщами водоупорных образований, чаще всего высказываются лишь общие предположения, большей частью основанные на косвенных данных, так как достаточного фактического материала для более определенных выводов пока нет.

Однако несомненно, что пополняются ресурсы подземных вод этих частей бассейнов за счет поступления воды со стороны материковых бассейнов и, очевидно, магматической деятельности. В условиях затрудненного водообмена и застойного режима в отличие от материковых в субмаринных бассейнах формируются не только высокоминерализованные седиментационные воды, но и пресные, и слабоминерализованные. Последние два типа вод, очевидно, вследствие гравитационного расслоения залегают под первой водоупорной толщей пород и иногда вскрываются скважинами.

Так, как уже отмечалось, слабосолоноватые подземные воды с минерализацией 1,5 г/л и пьезометрическим уровнем, поднявшимся на 10 м выше поверхности моря, были встречены в Южно-Китайском субмаринном бассейне северо-западнее о. Хайнань. Г. Корвин и Е. Брэдли (Corwin, Bradly, 1966) сообщают, что при бурении в Атлантическом океане в 39 км восточнее Джексонвила (Флорида) скважинами глубиной 127,5 и 255 м были встречены почти пресные артезианские воды с напором 9,1 м выше уровня моря. Они проследили эти воды приблизительно на 85 км от берега. В более поздней сводке Б. И. Куделина и др. («Проблема подземного...», 1971) для этого же района указывается, что пресные пластовые воды были вскрыты в 100 км от берегов Флориды напротив места впадения в океан р. Делавэр. По данным этих же исследователей, у берегов Австралии при глубине моря 48 м на глубине около 1200 м в верхнемеловых отложениях встречен водоносный горизонт с минерализацией воды 1,38 г/л. В 1972 г. И. Л. Дзилна, М. Р. Думпе и другие сотрудники ВНИИМоргео в результате анализа геологических, геофизических и гидрогеологических материалов по впадине Балтийского моря и прилегающей к нему суше от Финского залива на севере до Калининграда на юге также пришли к выводу о наличии пресных подземных вод под дном моря.

Таким образом, несмотря на отрывочный и случайный характер данных о подземных водах субмаринных бассейнов, в совокупности они свидетельствуют, что в этих бассейнах в зоне затрудненного водообмена при благоприятных условиях питания могут формироваться пресные и слабосолоноватые подземные воды. Но как глубоко эти материковые воды проникают в субмаринные бассейны, на каком расстоянии от берега моря устанавливается физико-химическое равновесие между ними и высокоминерализованными водами бассейнов — определяется многими факторами. Среди последних главнейшими являются гидропроводность и величина напорного градиента подземных вод. Так как оба эти параметра являются переменными, с достаточным основанием можно утверждать, что ширина зоны пресных и слабосолоноватых вод в описываемых бассейнах также будет неодинаковой. Широкое развитие в шельфах проявлений и месторождений нефти и газа, приуроченных к закрытым структурам (Калинко, 1969), позволяет предположить, что там, где эти воды выклиниваются (по простиранию), а также под ними на площадях, где они распространены, залегают высокоминерализованные хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и натриево-магниевые воды с увеличивающейся по глубине минерализацией.

Разгрузка глубоких подземных вод субмаринных бассейнов, очевидно, осуществляется главным образом субаквально по зонам древних и новых разломов, образующихся и подновляющихся при неотектонических движениях, а также вверх через водоупорные кровли водоносных горизонтов на участках, где эти воды обладают избыточным напором. В этом отношении весьма интересные данные сообщают Р. Л. Макмастер и А. Ашраф (Mc Master, Ashraf, 1973). В процессе изучения континентального шельфа Атлантики, прилегающего к Новой Англии (шт. Коннектикут, Массачузетс и др.) и сложенного домеловыми, древнеледниковыми и современными отложениями, ими установлено, что дно океана интенсивно расчленено долинами ледникового происхождения глубиной 100—200 м и осложнено большим количеством разломов. Авторы предполагают, что и долины и разломы служат очагами субаквальной разгрузки подземных вод, близко залегающих современных и палеоген — неогеновых отложений, а также глубоких меловых и более древних. Эта разгрузка осуществляется в широкой полосе шельфа на расстоянии 65 км от побережья, о чем свидетельствуют данные 25 сейсмических профилей. Специальными исследованиями установлена возможность разгрузки глубоких подземных вод у внутренней кромки шельфа при глубине моря до 550 м, где находится барьерная зона между континентальным шельфом и абиссальной областью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К предисловию

Лебедев А. В. Международное гидрогеологическое десятилетие и задачи гидрогеологической службы. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.». 1966, т. XLI, № 3, с. 109—116.

К главе I

Маринов Н. А. Принципы и схема гидрогеологического районирования Азии. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 39—43; 1 л. вкл.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Глав. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966, 487 с. с ил.; 16 л. вкл. и 1 цв. карта.

Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000000. Глав. ред. А. Л. Яншин. М., ГУГК, 1966.

Толстихин Н. И. Пояс артезианских бассейнов Арктики. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 17—23.

К главе II

Абд-Эль-Ал И. Статика и динамика воды в Сирийско-Ливанских известняковых массивах. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр лит., 1959, с. 98—128 с ил.; 2 л. вкл.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтегазоносность острова Сахалин. — В кн.: Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 129—137 с ил.

Алещенко Г. Р. Термальные воды Чу-Сарысуйской впадины и перспективы их использования в народном хозяйстве. — «Труды Ин-та гидрогеологии и гидрофизики АН Каз. ССР», 1969, т. 3, с. 179—185.

Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. М., Географгиз, 1950 350 с. с ил.

Али-ан-Нуали. Подземные воды в северо-восточной части Аравийского полуострова. — «Кафила-азаейм», 1965, вып. 13, № 4, с. 2—6.

Анисимова Н. П. Химический состав подземных и поверхностных вод и некоторые закономерности его изменения в районе среднего течения р. Лены. Якутск, 1959, 121 с. с ил. (Северо-Восточное отделение Ин-та мерзлотоведения АН СССР).

Анисимова Н. П. К вопросу о формировании химического состава воды некоторых постоянно действующих источников Центральной Якутии. — «Труды Северо-Восточного отделения Ин-та мерзлотоведения АН СССР», 1960, вып. 2, с. 50—59.

Анисимова Н. П. Химический состав воды в подозерных и подрусловых таликах района Лено-Амгинского междуречья Центральной Якутии. — В кн.: Материалы Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. I. Иркутск, 1962, с. 155—162.

Аполлов Б. А. Водный баланс Каспийского моря и возможные его изменения. — «Труды ЦИЭГМ», 1935, вып. II (44), с. 11—121.

Артезианские бассейны Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, 122 с. с ил.; 3 л. вкл. Авт.: У. М. Ахмедсафин, М. Ш. Батабергенова, М. Х. Джабасов, Ж. С. Жапарханов, А. В. Солнцев, В. Ф. Шлыгина.

Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1964, вып. 113, с. 88—136; 1 л. вкл.

Аскеров А. Г. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во Азерб. Гос. ун-та, 1954, 330 с. с илл.; 5 л. вкл.

Ахиад Н. Динамика подземных вод со специальным рассмотрением притока к трубчатым колодцам. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 129—164 с ил.

Ахмедсафин У. М. Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз ССР, 1961, 107 с. с ил.; 3 л. вкл.

Ахмедсафин У. М., Джабасов М. Х. К вопросу гидрохимической зональности подземных вод Чу-Таласской впадины. — «Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 28—36 с ил.

Барабанов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1961, т. XXXVII, 82 с. с ил.; 2 л. вкл.

Басков Е. А. Подземные воды Якутского артезианского бассейна и некоторые возможности их практического использования. — «Материалы ВСЕГЕИ», 1959, вып. 24, с. 125—142 с ил.

Бедер Б. А. Артезианские воды Юго-Западного Узбекистана. — «Труды САНИИМСа», Ташкент, 1961, вып. 2, 47 с. с ил.; 2 л. вкл.

Бейром С. Г. Формирование подземных вод в условиях Горного Алтая и юга Иртышского артезианского бассейна. — В кн.: Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1965, с. 19—31 с ил.

Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Западного Куньлуня. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 6, с. 19—30 с ил.

Белякова Е. Е. Новые данные по гидрогеологии и газоносности Минусинской котловины. — «Труды ВСЕГЕИ», 1954, вып. 1, с. 275—298 с ил.

Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометеоиздат, 1956, 71 с.

Бишай Н. З. Промышленные подземные воды западного побережья Суэцкого залива. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1965, № 2, с. 109—114.

Богатков Н. М. Гидрогеотермическое районирование Приамурья. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 69—80 с ил.; 1 л. вкл.

Богородицкий К. Ф. Высокотермальные воды СССР. М., «Наука», 1968, 167 с. с ил.

Болотбаев К. А. Грунтовые воды верхней и средней частей долины р. Аягуз и перспективы их использования. — В кн.: Геология (тематический сборник статей аспирантов и соискателей). Алма-Ата, 1967, вып. 3, с. 174—180 с ил.

Борзасеков В. Ф. Каракумский артезианский бассейн как водонапорная система первого порядка. — «Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1964, № 6, с. 85—92 с ил.

Борщевский Г. А. Некоторые данные о гидрогеологических условиях Западно-Туркменской части Южнокаспийского нефтегазоносного бассейна. — В кн.: Материалы к IV конференции мл. научн. сотрудн. и аспирантов Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 22—24 с ил.

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., «Наука», 1964, 304 с. с ил.; 1 л. вкл.

Бурак М. Т. Подземные воды Центральных и Юго-Западных Кызылкумов. Ташкент, «Фан», 1968, 120 с. с ил.; 1 л. вкл.

Бурлакова М. А. Основные закономерности формирования подземных вод Минусинского межгорного прогиба. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1970, 24 с. (МГУ).

Вакин Е. А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы Юго-Востока Камчатки. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1968, 24 с. (Геол. ин-т АН СССР).

Валицкий Б. В., Рогинец И. И. Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых в Норильском районе. — «Уч. зап. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики. Региональная геология», 1968, вып. 12, с. 189—200 с ил.

Вальбе С. П. Тектоника и прогноз диапазонов нефтегазоносности предгорных прогибов (на примере Предкопетдагского прогиба.) — «Советская геология», 1969, № 1, с. 61—72 с ил.

Ван Да-чунь. История геологического развития четвертичных отложений и закономерности распространения артезианских водоносных горизонтов в Юньчэнской впадине (провинция Шаньси). — «Дичжи сюэбао», 1966, т. 46, № 1, с. 87—96 с ил.

Ван Юй. Гидрогеологические условия бассейна Цаыбо. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 2, с. 1—6 с ил.

Ван Юн-янь. Четвертичные отложения района Манас провинции Синьцзян и их гидрогеологическая характеристика. — «Сибэй дасюэ сюэбао» (Цаыжань сюэбао)», 1958, № 2, с. 21—33 с ил.

Ванновский. Путешествие по Тибету с севера на юг и запад к Ладоку Георга Литтельделя. — В кн.: Сб. географических, топографических и статистических материалов по Азии. Вып. 69. С.-Пб, 1896, с. 152—167 с ил.; 4 л. вкл.

Вельмина Н. А., Уземблo В. В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, 179 с.; 4 л. вкл.

Витвицкий Г. Н. Климаты Зарубежной Азии. М., Географгиз, 1960, 398 с.; 2 л. вкл.

Вожов В. Н. Подземные воды Тунгусского артезианского бассейна. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Томск, 1971, 24 с. (Томский политехн. ин-т).

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962, 362 с. с ил.

Вэй Хуа-ань. Гидрогеологические условия бассейна Синин провинции Цинхай. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 2, с. 10—13 с ил.

Гавлина Г. Б. Гидрогеологические и гидротермические условия Минусинского межгорного прогиба. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1962, т. XXXIX, с. 151—174 с ил.; 1 л. вкл.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). — «Труды Геол. ин-та АН СССР», М., 1960, вып. 44, 91 с. с ил.; 1 л. вкл.

Гармонов И. В., Иванов А. В. Динамика подземных вод юга Западно-Сибирского артезианского бассейна. — В кн.: Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1965, с. 5—18 с ил.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 287 с. с ил.; 4 л. вкл.

Геология Кореи. Под ред. В. Л. Масайтиса. М., «Недра», 1964, 264 с. с ил.; 3 л. вкл.

Геология месторождений угля. Т. 7, М., «Недра», 1969, 910 с. с ил.; 1 л. вкл.

Геотермическая характеристика нефтегазоносных районов Туркменистана. — «Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1964, № 2, с. 71—79 с ил. Авт.: В. В. Колодий, И. В. Соколов, Л. Г. Соколовский, В. Ф. Борзасеков.

Герасимов И. П. Лёссы Китая и их происхождение. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1955, № 5, с. 30—39; 1 л. вкл.

Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. Глав. ред. Н. А. Маринов. М., «Недра», 1970.

Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана. Т. I. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1963, 196 с. с ил.; 6 л. вкл.

Гидрогеологические условия бассейна р. Зеравшан. — «Узбекский геол. журнал», 1968, № 6, с. 3—9. Авт.: Г. А. Мавлянов, М. Хашимов, Р. Ш. Рахматуллина, К. А. Хасанов.

Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия Советского сектора Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., 1971, с. 92—105 с ил. Авт.: Я. Б. Неизвестнов, Н. И. Обидин, Н. И. Толстихин, О. Н. Толстихин.

Гидрогеология Прибайкалья М., «Наука», 1968, 170 с. с ил.: 5 л. вкл. Авт.: Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, И. С. Ломоносов, Р. Я. Колдышева, А. А. Диденко, С. И. Шерман.

Гидрогеология СССР. Т.XI. Армянская ССР. Под ред. А. А. Тер-Мартиросяна. М., «Недра», 1968, 351 с. с ил.; 5 л. вкл.

Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина. Под ред. В. А. Нуднер. М., «Недра», 1970, 367 с. с ил.; 7 л. вкл.

Гидрогеология СССР. Т. XXIV. Остров Сахалин. Под ред. Е. Г. Чаповского и О. В. Равдоникас. М., «Недра», 1972, 343 с. с ил.; 3 л. вкл.

Гидрогеология СССР. Т. XXXIII. Северный Казахстан. Под ред. П. М. Фролова. М., «Недра», 1966, 363 с.; 4 л. вкл.

Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1964, вып. 113, с. 7—23 с ил.

Горбунова О. Г. Гидрогеология дельты Мургаба. — В кн.: Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. Вып. IV. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1958, 72 с. с ил.; 1 л. вкл.

Горбунова О. Г. Гидрогеологические условия дельты Теджена. — В кн.: Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. Вып. V. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1959, с. 31—46.

Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М, «Наука», 1966, 180 с. с ил.; 1 л. вкл.

Гу Шэнь-сю. Природа Тибетского нагорья. — «Природа», 1955, № 2, с. 64—72 с ил.

Гуру П. Азия. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 466 с. с ил.; 21 л. вкл.

Гэ Инь-сюань. Устройство артезианских источников в Китае с расходом воды 5000 м³/сек. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 9 с. 8—15 с ил.

Гюль К. К. Каспийское море. Баку, Азнефтеиздат, 1956, 327 с. с ил.

Давыдов А. Д. Кяризное орошение в Юго-Восточном Афганистане (Джалалабадский оазис). — В кн.: Водные ресурсы и водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1967, с. 142—148.

Де Сильва С. Ф. География Цейлона. М., Изд-во иностр. лит., 1955, 319 с. с ил.; 7 л. вкл.

Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1962, 91 с. с ил.; 1 л. вкл.

Дзенс-Литовский А. И., Микицинский В. В. Соленые озера аридной зоны Центральной Азии. — «Труды Лаб. озероведения, 1963, т. XV, с. 174—214 с ил.; 2 л. вкл.

Дзюба А. А., Овчинков Л. К., Пиннекер Е. В. Подземные воды и гидрохимия Ленского нефтегазоносного района. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 216—226 с ил.

Дзюба А. А. Очаги разгрузки рассолов Усть-Кутско-Марковского района и их нефтепоисковое значение. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Иркутск, 1969, 17 с. с ил. (Ин-т земной коры СО АН СССР).

Дизиоглу М. Геофизические изыскания подземных вод в Центральной Анатолии. — В кн.: Гидрогеология и гидрогеология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 343—366 с ил.; 3 л. вкл.

«Дичжи кэцзы цинбао», 1960, № 1, с. 3—8.

Дуань Юн-хоу. Исследование гидрогеологии района коридора Хэси. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 2, с. 6—12, с ил.

Дуань Юн-хоу, Чжао Сюе-тунь. Гидрогеологическая характеристика артезианского бассейна Джунгарии. — «Дичжи сюэбао», 1964, т. 44, № 1, с. 102—118 с ил.

Еганов Э. А. О предгорных отложениях Цайдама и основных чертах его развития в четвертичное время. — «Дичжи сюэбао», 1960, т. 40, № 2, с. 138—146 с ил.

Егоров В. В. Геоморфологическое строение оазисов Таримской впадины и их мелиоративные условия. — В кн.: Кунлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 52—77 с ил.

Ежов Г. П. Водные ресурсы Афганистана и их хозяйственное использование. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 73—96 с ил.

Еловацкий И. П. Страны Юго-Восточной Азии. Экономико-географический очерк. М., Учпедгиз, 1961, 296 с. с ил.

Ефимов А. И. Источники водоснабжения территории Центральной Якутии. — В кн.: Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии. Вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 275—288 с ил.

Ефимов А. И. Мерзлотно-гидрогеологические особенности прибрежного и русло-вого участков р. Лены в районе г. Якутска. — В кн.: Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. М., «Наука», 1964, с. 97—110 с ил.

Жепь Фу-хун, Ху Хуа-чжоу. Гидрогеологические особенности впадины Дуньхуан. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 12—17 с ил.

Заварзин Л. Г. Подземные воды нижнего течения рек Ангары (между поселками Паново и Богучаны) и Чадобца. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 19, с. 13—23; 1 л. вкл.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основные черты гидрогеологии СССР. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 26—41 с ил.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 248 с. с ил.; 4 л. вкл.

Зарубежная Азия. Физическая география. М., Учпедгиз, 1956, 607 с. с ил.; 1 л. вкл. Авт.: Д. Л. Арманд., Б. Ф. Добрынин, Ю. К. Ефремов, Л. Я. Зиман, Э. М. Мурзаев, Л. И. Спрыгина.

Зверева Л. М. Кувейт. М., «Мысль», 1964, 110 с. с ил.

Зейдельман Ф. Р. О водопроницаемости галечниковых грунтов в связи с устройством оросительных каналов. — «Гидротехника и мелиорация», 1956, № 4, с. 35—41 с ил.

Зекцер И. С., Ильинская Н. В., Солопек Д. П. К вопросу о подземном стоке в Каспийское море. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 6, с. 145—146.

Зорькин Л. М. Растворенные газы пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М., 1969, 41 с.; 1 л. вкл. (МГУ).

Ильина Е. В., Любомиров Б. Н., Тычино Н. Я. Подземные воды и газы Сибирской платформы. Л., Гостоптехиздат, Ленинградское отделение, 1962, 300 с. с ил. (Труды ВНИГРИ, вып. 189).

Каглар К. О. Исследования химический свойств подземных вод Турции. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 41—59.

Калинин Н. А., Проблемы геологии нефти и газа в Индии. Л., «Недра», 1966, 108 с.; 3 л. вкл.

Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 223 с. с ил.

Калугина О. Я. Апт-сеноманский водонапорный комплекс Копетдагского склона Южно-Каспийского артезианского бассейна. — «Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1962а, № 3, с. 97—106.

Калугина О. Я. Мальм-неокомский водоносный комплекс Южно-Каспийского артезианского бассейна. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1962б, 28 с.; 1 л. вкл.

Калугина О. Я. Химический состав вод мальм-неокомского водоносного комплекса Копет-Дага. — «Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1963а, № 6, с. 94—102 с ил.

Калугина О. Я. К вопросу о формировании химического состава подземных вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса Копет-Дага. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Туркменской ССР. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР, 1963б, с. 37—80 с ил.

Калугина О. Я., Калугин П. И. Копетдагское обрамление Южно-Каспийского и Каракумского артезианских бассейнов. «Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн. хим. и геол. наук», 1968, № 2, с. 75—83 с ил.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И., Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959, 366 с. с ил.; 2 л. вкл.

Кан М. С. Геотермические условия Илийской впадины. — «Труды Ин-та гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР», 1969, т. 3, с. 151—165 с ил.

Каратекин Н. Гидрогеологические исследования на Ближнем Востоке. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. I. М., Изд-во иностр. лит., 1955, с. 130—163 с ил.

Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959, 456 с. с ил.; 8 л. вкл.

Колодий В. В. К гидрохимии мезозойских отложений Каракумской платформы.— «Изв. АН Турки. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1963, № 1, с. 101—107.

Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, «Наукова думка», 1972, 201 с.

Комплексное изучение геологических особенностей и инженерно-геологических свойств лёсса восточной части провинции Ганьсу. — В кн.: Сборник работ по гидрогеологии и инженерной геологии. Пекин, 1959, с. 3—98. Авт.: Чжан Цаун-ху, Ху Хуайминь, Ди Жун-тин, Ван Юн-шен, Тяо-Цзу-цзинь.

Кондрашова Н. В., Круглякова В. В. Линзы пресной воды под дном Каспия в Туркменском шельфе. — «Советская геология», 1968, № 10, с. 125—127.

Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965, 146 с. с ил.; 1 л. вкл.

Конопляпцев А. А. Подземные воды в странах Азии и Дальнего Востока и проблемы их использования. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 3, с. 58—62 с ил.

Корценштейн В. Н. О механизме разгрузки глубинных подземных вод в Каспийскую впадину. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 3, с. 667—669.

Кравченко К. Н. Новые данные по стратиграфии Кучарского прогиба (Синьцзян). — «Советская геология», 1958, № 8, с. 95—113 с ил.

Краспицова В. В., Борщевский Г. А., Алешина А. К. О значении изучения поровых растворов для выяснения процессов формирования подземных вод Западно-Туркменского артезианского бассейна. — В кн.: Геохимия подземных вод некоторых районов Туркмении и Узбекистана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 41—64 с ил.

Кругликов Н. М. Гидрогеологические и газогидрохимические особенности Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с условиями формирования подземных вод и вопросами нефтегазоносности. — В кн.: Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964, с. 90—91.

Крылов М. М. Краткий обзор подземных вод Китая. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958, 62 с.; 3 л. вкл.

Куделин Б. И. Подземный сток в Каспийское море. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1948, т. III, с. 164—171.

Кудельский А. В. Особенности гидрогеологии горных стран на примере Западного Копет-Дага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 307—319 с ил.

Кудельский А. В. О новой разновидности подземных вод. — «Изв. АН Турк. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1968, № 1, с. 118—120.

Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение иодо-бромных вод. Минск, «Наука и техника», 1970, 143 с.

Кузнецов Н. Т. Воды Центральной Азии. М., «Наука», 1968, 272 с. с ил.

Куп Лин-юй, Цао Эр-бинь, Линь Жэнь-хухэй. К вопросу о ресурсах карстовых вод района Люландун. — «Шуйли фадянь», 1957, № 11, с. 33—39 с ил.

Кунин В. Н. О подземных водах подгорных равнин в пределах Синьцзяна. — В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 132—150 с ил.

Кунин В. Н. Подземные воды. — В кн.: Средняя Азия. М., «Наука», 1968, с. 158—170 с ил.

Курбанмурадов А. Глубокие воды Юго-Западной Туркмении и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Ашхабад, Изд-во АН Турк. ССР, 1963, 145 с. с ил.

Кучапин А. В. Общие черты геологического строения и нефтяные месторождения Бирмы. — «Труды ВНИГНИ», 1953, вып. 3, с. 151—174 с ил.

Леонов А. К. Региональная океанография. Часть I. Л., Гидрометеоиздат, 1960, 765 с. с ил.; 5 л. вкл.

Леонтьев О. К., Краткий курс морской геологии. М., Изд-во МГУ, 1963, 464 с. с ил.; 8 л. вкл.

Лефлат О. Н. Связь химического состава грунтовых вод юго-восточного и южного побережья Иссык-Куля с климатическими и литологическими условиями. — «Вестн. МГУ. Сер. геогр.», 1969, № 5, с. 68—74.

Ли Бао-син. Гидрогеологические условия котловины Хуахайцзы в провинции Ганьсу и предложение по гидрогеологическому обследованию этого района. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 18—20 с ил.

Ли Хун-фэн. Кяризы. — «Дили чжишн», 1959, № 5, с. 5—6.

Ли Чан-сун, Сюй Чжи-сун. Рельеф и подземные воды средней части плато Внутренней Монголии. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 8—11 с ил.

Ли Чан-сун. Первое исследование гидрогеологических условий восточной части плато Внутренней Монголии. — «Дичжи кэцан цзибао», 1960, № 3, с. 1—6 с ил.

Линзы пресных вод пустыни. М., Изд-во АН СССР, 1963, 380 с. с ил.; 3 л. вкл.

Линь Хуа-чжи. Инженерно-геологические условия в районе строительства тушеля Мэйхуашань в провинции Гуйчжоу. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 5, с. 10—15 с ил.

Ло Ши-кан. Важнейшие гидрогеологические проблемы угольного месторождения Таньцзяшань и методы их решения. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 7, с. 52—57 с ил.

Ломоносов И. С. Вертикальная гидрохимическая зональность в районе месторождения алмазов трубки «Мир». — «Труды Восточно-Сибирского геол. ин.-та СО АН СССР», 1962, вып. 9, с. 103—117 с ил.

Ломоносов И. С. Мерзлотно-гидротермические условия и перспективы использования термальных вод Якутского артезианского бассейна. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 58—69 с ил.; 1 л. вкл.

Лоу Тун-мао, Ду Жун-хун. Предварительное исследование развития грабеновой водной системы р. Фэньхэ в провинции Шаньси. — «Дили сюэбао», 1960, т. 26, № 3, с. 155—164 с ил.

Лу Цзинь-кай. Исследование гидрогеологических условий юго-западного каменноугольного бассейна. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 10, с. 11—15 с ил.

Лу Цзун-гуан. Гидрогеологические исследования в районах месторождений полезных ископаемых с большим количеством старых шахт. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 7, с. 36—38.

Лу Яо-жу. Гидрогеологические данные об известняковых карстах в районе р. Цзяминцзян. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи луньвеньцзи», 1958, № 1, с. 79—86 с ил.

Лукьянчиков Ю. С. Некоторые черты формирования подземных вод палеоген-неогена Зайсанской впадины. — В кн.: Тематический сборник статей аспирантов и соискателей. «Геология», 1968, вып. 4, с. 156—162 с ил.

Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968, 120 с. с ил.; 2 л. вкл.

Лю Го-чан. Очерк региональной инженерной геологии Китая. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957, № 3, с. 1—6; № 4 с. 1—9; № 5 с. 1—5; № 6 с. 1—10.

Лю Пэй-тунь и др. Гидрохимическая география впадины озера Дайхой. — «Дили сюэбао», 1965, т. 31, № 1, с. 36—62 с ил.

Лю Цзунь-хай. Рельеф и проблемы использования грунтовых вод для нужд сельскохозяйственного производства в районе Цзиньцан. — «Дили», 1961, № 6, с. 3—7 с ил.

Лю Юэ-сун. Гидрогеологические условия орошения в районе Юньчан-Тяньшхан провинции Ганьсу. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 3, с. 13—14 с ил.

Любалин В. Д. Геологическое строение и основные этапы развития позднемезойских впадин Восточного Забайкалья. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Новосибирск, 1970, 16 с. (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР).

Ма Хун-юнь, Лю Цзя-сян. Баланс грунтовых вод в вершине конуса выноса реки Юндинхэ. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4, с. 24—30 с ил.

Мавринский Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология). — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 39, с. 3—150 с ил.; 2 л. вкл.

Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1948, т. 1, с. 51—66.

Максимович Г. А. Химическая география вод суши. М., Географгиз, 1955, 328 с. с ил.; 1 л. вкл.

Мамонтов У. А. Роль расхода воды на транспирацию растениями и растительными сообществами в водном балансе орошаемой дренированной территории Северной Муганн. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Баку, 1969, 32 с. (Ин-т ботаники АН Азерб. ССР).

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1963, 451 с. с ил.

Микунов В. Ф. Строение поверхности фундамента восточной части Чульманского прогиба (Южная Якутия). — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1964, № 10, с. 3—11.

Микунов В. Ф. Основные особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 42—57; 2 л. вкл.

Мильке М. Р. Особенности гидрогеологии мальм-неокомской карбонатной толщи Центрального Копет-Дага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 279—294 с ил.

Митгарц Б. Б., Толстихин Н. И. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. — «Труды ВСЕГЕИ. Новая сер.», 1961, т. 61, с. 49—76; 1 л. вкл.

Михалевский А. И., Бреггман Г. Р. Водный баланс Каспийского моря в связи с Большой Волгой. — В кн.: Проблемы Волго-Каспия, т. I. Л., Изд-во АН СССР, 1934, с. 238—246.

Мураев Э. М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., «Наука», 1966, 382 с. с ил.

Мусли Н. Водная проблема в Сирии. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 283 с. с ил.; 3 л. вкл.

Мухамеджанов С. М., Кабиев Ф. К., Исабаев Т. Т. О подземном питании озер Алакольской впадины. — «Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол.», 1969, № 3, с. 46—54 с ил.

Найденова В. И., Макаренко Ф. А. Среднее и Нижнее Приамурье и остров Сахалин. — В кн.: Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 229—237 с ил.; 1 л. вкл.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962, 813 с. с ил.; 15 л. вкл.

Нгуен Тхыонг Хунг. Основные черты гидрогеологических условий Северного Вьетнама. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1968, № 11, с. 93—100; 2 л. вкл.

Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965, 598 с. с ил. Авт. И. О. Брод, В. Г. Васильев, И. В. Высоцкий, К. Н. Кравченко, В. Г. Левинсон, М. С. Львов, В. Б. Оленин, Б. А. Соколов.

Обидин Н. И. Подземные воды Лено-Енисейского междуречья (севернее Полярного круга). — В кн: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 124—134 с ил.

Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Наньшань. Т. I. С.-Пб, 1900, 631 с., с ил.; 7 л. вкл.

Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Наньшань. Т. II. С.-Пб, 1901, 686 с., с ил.; 6 л. вкл.

Овдиенко И. Х. Внутренняя Монголия. М., Географгиз, 1954, 168 с. с ил.; 2 л. вкл.

Овчинников А. М. Основные черты геологического строения Демавендского района Северной Персии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1930. т. VIII, вып. 3—4, с. 373—400 с ил.

Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., Изд-во Мин-ва здравоохранения СССР, 1960, с. 12—36.

Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. М., Гостоптехиздат, 1962, 295 с. Авт.: М. Е. Альтовский, Е. Л. Быкова, З. И. Кузнецова, В. М. Швец.

Особенности гидрохимической и гидродинамической зональностей Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов. — В кн.: Формирование под-

земных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 106—108. Авт.: В. С. Самарина, М. А. Мартынова, Г. И. Мартьянова, О. Н. Собакин, П. И. Иванов, Е. В. Часовникова.

Островский Л. А., Фомин В. М. Подземные воды равнинной части Средней Азии. М., «Недра», 1969, 212 с. с ил.

Памир Х. Гидрогеологические исследования в бассейне Эргене. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 373—386.

Пантелеев И. Я., Яроцкий Л. А. Первая монография, посвященная гидрогеологии Армении. — «Советская геология», 1969, № 3, с. 163—166.

Пески Кузунчи (Кубузци), Внутренняя Монголия. — «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 1—23. Авт.: Чжи Би-жень, Ли Бо, Чжоу Вень-фу, Ли Вэнь-шэнь.

Петров М. П. Иран. М., Географгиз, 1955, 184 с. с ил.; 1 л. вкл.

Петров М. П. Пустыни Центральной Азии. Т. I. Л., «Наука», 1966, 274 с. с ил.; 2 л. вкл.

Петров М. П. Пустыни Центральной Азии. Т. II, Л., «Наука», 1967, 288 с. с ил.; 1 л. вкл.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966, 332 с. с ил.; 4 л. вкл.

Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 9, с. 52—65; 1 л. вкл.

Подземное море. — «Дружба». Пекин, 1958, № 47, 33 с.

Подземные воды Западно-Сибирской низменности и условия их формирования. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1961, т. XXXIII, 128 с. с ил.; 8 л. вкл. Авт.: И. В. Гармонов, А. В. Иванов, Е. И. Нефедова, Г. Н. Смирнова, В. М. Сугробов.

Подземные воды Якутии как источник водоснабжения. Под ред. Е. А. Баскова и О. Н. Толстихина. М., «Наука», 1967, 112 с. с ил.; 1 л. вкл.

Подземный сток в Каспийское море на участке побережья от г. Махачкалы до р. Кусарчай. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 167—184. Авт.: С. А. Брусиловский, Б. И. Куделин, Л. В. Кирейчева, В. М. Яшин.

Подземный сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. М., Изд-во МГУ, 1966, 303 с. с ил.; 2 л. вкл.

Поляк Б. Г., Вакин Е. А., Овчинникова Е. Н. Гидрогеологические условия вулканического района Камчатки (г. Петропавловск). М., «Наука», 1965, 95 с. с ил.; 1 л. вкл.

Поникаров В. П. Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М., 1967, 46 с. с ил.; 1 л вкл. (МГУ).

Пономарев В. М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, 200 с. с ил.

Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структура Индокитая. М., «Наука», 1964, 95 с.; 3 л. вкл. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 108).

Пресман Э. Д. Новые данные об условиях водоносности неогеновых отложений Восточного Прииссыккулья. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Вып. 14. Вопросы региональной гидрогеологии. Л., «Недра», 1969, с. 63—65.

Природные особенности юго-западных районов пустыни Такла-Макан, провинции Синьцзян; освоение и использование этих районов. — «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 1—9 с ил. Авт.: Чжи Би-жень, Чжу Нун-да, Лю Хуа-сюнь и др.

Природные условия района песков восточной части Таримской впадины. — «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 10—14 с ил. Авт.: Чжи Би-жень, Чень Юн-цзун и др.

Причины образования карстовых источников на территории провинции Шаньси и пути их дальнейшего изучения. — «Бэйцзин дичжи сюеюань сюэбао», 1959, вып. 4, с. 4—8 с ил. Авт.: Се Ин, Чжан Чжэн-го, Вань Фэн-шэнь, Цуй Хун-вэнь.

Проблема подземного стока в море. — «Советская геология», 1971, № 1, с. 72—80. Авт.: Б. И. Куделин, И. С. Зекцер, А. В. Месхетели, С. А. Брусиловский.

Процессы соленакопления на равнинах Таримской впадины. — В кн.: Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 154—202 с ил. Авт.: В. В. Егоров, Г. В. Захарьина, А. А. Кизилова, О. А. Шелякина.

Пуляркин В. А., Афганистан. М., «Мысль», 1964, 255 с. с ил.; 1 л. вкл.

Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых глинистых отложений в разрезе скв. 8в, 8а, 4 (Южный Каспий). Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1964, 19 с. (Геол. ин-т АН СССР).

Пэнь Фан-бинь. Гидрогеологическая характеристика месторождения олова Гэцзю в провинции Юньнань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 12, с. 13—15.

Распопов М. П. Гидрогеология и гидрогеохимия Прикаспийской впадины (Прикаспийского сложного артезианского бассейна). Доклад по совокупности выполненных и опубликованных работ, представленный на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Л., 1969, 50 с. с ил. (ВСЕГЕИ).

Региональная стратиграфия Китая. Вып. 1. Под ред. Д. С. Соколова. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 658 с. с 1 вкл.

Региональная стратиграфия Китая. Вып. 2. Под ред. Д. С. Соколова. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 274 с.

Режим подземных вод в районах развития коренных пород Саньмыньея. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4, с. 3—4 с ил.

Результаты обследования песков в среднем течении реки Тарим, провинция Синьцзян. — «Чжиша яньцзю», 1962, т. 3, с. 17—22. Авт.: Чжи Би-жень, Джан Сюэчжун и др.

Роговская Н. В. Грунтовые воды северной части Таримской впадины и ее мелиоративное освоение. — «Советская геология», 1960, № 10, с. 112—117 с ил.

Русанов Б. Д. Материалы к обзору региональных гидрогеологических условий Китая. Пекин, Изд-во Мин-ва геологии КНР, 1956, 58 с. с ил.

Русанов Б. Д. О влиянии молодых поднятий и соленосных фаций пород на формирование состава подземных вод (на примере Сычуаньского сложного артезианского бассейна). — «Труды Ленинградского гидрометеорологического ин-та», 1961, вып. II, с. 243—253 с ил.

Рябчиков А. М. Природа Индии. М., Географгиз, 1950, 290 с. с ил.; 4 л вкл.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, 127 с. с ил.

Садовский Н. Д. Подземные воды Камчатки. — В кн.: Сырьевые ресурсы Камчатской области. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 115—122 с ил.

Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод. Л., изд-во ЛГУ, 1963, 115 с. с ил.

Селиванов Е. И. Геоморфология Джунгарии. М., «Недра», 1965, 156 с. с ил., 1 л. вкл.

Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II, М., 1955а, с. 80—101; 1 л. вкл.

Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1955б, т. XXX, № 2, с. 51—65 с ил.

Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957а, 249 с. с ил., 1 л. вкл.

Синицын В. М. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М., Изд-во АН СССР, 1957б, 107 с. с ил.; 5 л. вкл.

Синицын В. М. Географические наблюдения в Высокой Азии. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1958, № 3, с. 37—47 с ил.

Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959, 456 с. с ил.; 7 л. вкл.

Соколовский Л. Г. Йодо-бромные воды Туркменской ССР. — «Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1964, № 1, с. 113—116.

Султанходжаев А. Н. Особенности распространения и закономерности формирования подземных вод Ферганского артезианского бассейна. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Ташкент, 1970, 40 с. с ил. (Ин-т гидрогеол. и инж. геол.).

Сунь Хун-бинь. Гидрогеологические особенности впадины Цзюцюань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи луньвэньцзы», 1958, № 1 с. 3—5 с ил.

Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Л., Гостоптехиздат, 1959, 342 с. с ил.; 2 л. вкл.

Суходольский С. Е. Особенности разгрузки подземных вод на территории Южной Якутии. — В кн.: Материалы второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 2. Чита, 1958, с. 54—55 с ил.

Суходольский С. Е. Некоторые особенности разгрузки подземных вод в Южной Якутии. — В кн.: Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 4. Иркутск, 1961, с. 41—50 с ил.

Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. — «Советская геология», 1939, № 7, с. 20—36 с ил. Авт.: М. М. Васильевский, Н. В. Борсук, Н. А. Ревунова, Е. Н. Шешерова.

Сыдыков Ж. С. Подземные воды Мугоджар и примугоджарских равнин. (Формирование, ресурсы и использование). Алма-Ата, «Наука», 1966, 414 с. с ил.; 2 л. вкл.

Сяо Нань-сэнь. Вопросы распределения подземных вод в районе Цзянмынь, около города Кантона и в других местах. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957а, № 9, с. 8—9.

Сяо Нань-сэнь. К вопросу о происхождении артезианских вод в Чжаньцзяне, Хайкоу и в других местах. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957б, № 10, с. 24—26 с ил.

Сяо Нань-сэнь. Подземное море. — «Дили чжиши», 1959, № 2, с. 69—70.

Сяо Нань-сэнь. Подземное море в Восточном Китае. — «Дичжи кэцай цинбао», 1960, № 2, с. 3—4.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962, 246 с.; 2 л. табл.

Тань Е-янь, Чэнь Хун-чжи. Проблемы открытия и использования подземных вод в районе Аньда равнины Суннэнь. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 1, с. 9—11.

Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Глав. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966, 487 с. с ил.; 16 л. вкл. и 1 цв. карта.

Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», Ленингр. отд., 1970, 304 с. с ил.; 1 л. вкл. (Мин-во геологии СССР, НИЛЗарубежгеология, вып. 20).

Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966, 284 с. с ил.; 11 л. вкл. Авт.: И. С. Вольвовский, Р. Г. Горецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957, 78 с. с 1 вкл. Авт.: Н. С. Шатский, А. А. Богданов и др.

Тихий океан. Химия Тихого океана. Глав. ред. В. Г. Корт. М., «Наука», 1966, 360 с. с ил.

Толоконникова А. А. Бирма. Физико-географическая характеристика. М., Географгиз, 1959, 158 с. с ил.

Толстихин Н. И. Пояс артезианских бассейнов Арктики. — В кн.: Мерзлотно-гидротермические исследования на востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 17—23.

Толстихин О. Н. Основные вопросы формирования подземных вод Юго-Восточной Камчатки и Курильских островов. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Л., 1957, 18 с. (ВСЕГЕИ).

Томилова А. Г. Гидрохимия подземных вод Баргузинской впадины. — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968, с. 246 (Ин-т земной коры СО АН СССР).

Топкайя М. Гидрогеологические исследования Центральной Анатолии и предложения о выборе различных типов бурения. — В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. Вып. II. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 330—342 с ил.

Троянский С. В. Гидрогеологический очерк Турции. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Сб. 2 и 3. М. — Л., Изд-во НКТП СССР, 1936, № 2, с. 23—52, № 3, с. 3—19.

Тянь Кай-мин. Древние карсты котловины р. Лушуй в районе Чалина и их значение в гидрогеологии железорудного месторождения Нинсянского типа. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957, № 10, с. 14—18 с ил.

Тянь Цзи-шэн. Изучение условий водоснабжения Юйсяньского каменноугольного бассейна в провинции Хэбэй. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 2, с. 28—30 с ил.

Тянь Ци-цзюань. Связь между зонами землетрясений и геологическими структурами в Южном Китае. — В кн.: Труды 1-го совещания по неотектонике Китая. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 149—150.

У Маунг Тин. Подземные воды сухой зоны Бирманского Союза и некоторые особенности их изучения. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1970, 15 с. (Моск. геологоразв. ин-т).

У Чжан-шэн, Чжоу Шу-кэ. Подземные воды прибрежной полосы юго-западной части острова Хайнань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 9, с. 36—38 с ил.

Уланов Х. К. Подземный сток в Каспийское море и фильтрация его вод в дно и берега. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 1, с. 166—168.

Фан Хуи-цы. Подземные воды в районе города Цзинань и строение источников. — «Дичжи лунцинь», 1948, т. 13, № 3—4, с. 231—238 с ил.

Фатхи Эль-Кики М. Подземные воды нефтяного месторождения Белаим на восточном берегу Суэцкого залива. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1964, № 10, с. 115—122.

Фатхи Эль-Кики М. Гидрогеологические условия Суэцкого артезианского бассейна (ОАР). Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1965, 32 с. (Моск. геологоразв. ин-т).

Физико-географический атлас Мира. М., 1964, 298 с.

Физическая география Китая. М., «Мысль», 1964, 739 с. с ил.; 4 л. вкл.

Формирование и развитие озера Кукунор. — «Дили сюэбао», 1964, т. 30, № 3, с. 214—232 с ил. Авт.: Чэнь Кэ-цзао, Хуан Ди-фань и др.

Фотиев С. М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М., «Наука», 1965, 230 с. с ил.

Фюрон Т. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., Изд-во иностр. лит., 1955, 144 с. с ил.; 2 л. вкл.

Хань Чжао-цинь, Чжоу Хэн-цянь. Предварительная гидрогеологическая характеристика района Чаоянци и Даоцюаньцзы — месторождения нефтеносных сланцев. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 2, с. 30—31 с ил.

Хасанов А. С. Условия формирования химического состава подземных вод в Голодной степи. Ташкент, «Фан», 1968, 94 с. с ил.

Хлопин В. Г. Борнокислые источники Карсской области и Сев.-Зап. Персии в физико-химическом и промышленном отношении. — В кн.: Материалы Урмийской экспедиции 1916 г. Пг, Науч. хим.-техн. изд-во, 1923, 109 с.

Ходжакулиев Я. А. Гидрогеология.— В кн.: Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области. Ашхабад, изд-во «Туркменистан», 1966, 218 с. с ил.

Хордикайнен М. А. Гидрогеологические условия и формирование подземных вод северной части Джезказганской впадины. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Вып. 14. Вопросы региональной гидрогеологии. Л., «Недра», 1969, с. 50—62 с ил.

Хуан Чжао-тао. Гидрогеологические условия района Крамай — Урхэ. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 25—33 с ил.

Хуан Чунь-хай. Водоисточники района Цзинань. — «Дилисюэ цзыляо», 1959, № 4, с. 67—79 с ил.

Цзи Чжан-сун. Изучение артезианских вод Цзюцюанской впадины на территории провинции Ганьсу. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 3, с. 107—132 с ил.

Цзи Чжуань-мао. Основные гидрогеологические особенности района Санься. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 2, с. 19—31 с ил.

Цзи Чуань-хао. Предварительные соображения о принципах районирования артезианских вод в Китае. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 3, с. 4—6.

Ци Го-фань. Гидрогеологические условия бассейна Танбайхэ. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 3, с. 6—9 с ил.

Цянь Ань. К вопросу об источниках питания подземных вод г. Пекина. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 5, с. 5—10 с ил.

Цянь Сю-пу. О гидрохимии района Саньмыньси. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн, дичжи», 1957, № 12, с. 28—29.

Чжан Хун-чжао. Термальные источники Китая. Пекин, «Дичжи чубаньшэ» 1956, 106 с.; 1 л. вкл.

Чжан Чжэнь-го. Основные гидрогеологические особенности кайнозойских тектонических впадин на платформе Шаньси. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 3, с. 10—12.

Чжан Чжи-пин. Об обнаружении пластов чжаньцзянской системы и артезианских бассейнов в районе полуострова Лэйчжоубаньдао — северной части острова Хайнань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957, № 10, 8—12 с. с ил.

Чжао Ли-тянь. [Гидрогеологические условия района горных проходов провинции Шэньси. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 7, с. 34—35.

Чжи Би-жень, Ли Сяо-фан. Пески в восточной части провинции Нинся. — «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 36—43 с ил.

Чжи Би-жень, Лоу Тун-мао. Особенности и возможности освоения песков в районе Миньцинь — Баданьцзимынь (Чжаренг), провинция Ганьсу. — «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 22—30 с ил.

Чжоу Дин-жу, Чжао-цзи. Миграция Тарима в его среднем течении. — В кн.: Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 78—94 с ил.

Чжу Дунь-жень, Ян Чжи-цай. Предварительные исследования баланса подземных вод в окрестностях города Баотоу. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4, с. 33—35.

Чижик И. Е. Некоторые вопросы методики региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод межгорных котловин (на примере центральной части артезианского бассейна Араратской котловины). Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1969, 27 с. (Пронзв. и научн.-иссл. ин-т по инж. изысканиям в строительстве).

Чу Шао-тан. География нового Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1953, 368 с ил.; 1 л. вкл.

Чэнь Мо-сян. К вопросу об использовании системы колодезных вод в провинции Синьцзян. — «Дичжи кэсюэ», 1959, № 5, с. 1—3.

Чэнь Мо-сян, Ду Го-юань, Ван Вэнь-сян. Гидрогеологическая характеристика прибрежных районов по среднему течению Тарима и освоение целинных земель. — «Дичжи кэсюэ», 1959, № 12, с. 5—7 с ил.

Чэнь Мэн-сюн. Гидрогеологические условия Цайдамской впадины. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957, № 1, с. 16—21 с ил.

Чэнь Мэн-сюн, Сун Чан-жень, Цзи Чуань-хао. Классификация артезианских бассейнов КНР и их распространение. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 7, с. 13—14.

Чэнь Мэн-сюн. Гидрогеологические условия Цайдамской впадины. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1957, № 1, с. 16—21 с ил.

Чэнь Мэн-сюн, Ли Бао-син. Подземные воды и преобразование пустыни Гоби. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 9, с. 32—45 с ил.

Шольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1964, вып. 113, с. 137—162 с ил.

Шлыгина В. Ф., Пивоварова Т. П. Гидрохимическая зональность подземных вод Илийского артезианского бассейна. — «Труды Ин-та гидрогеологии и гидрофизики АН Каз. ССР», 1969, т. 3, с. 117—126 с ил.

Шпайхер А. О. Аномально высокие значения температуры и солености природных вод Красного моря. — «Океанология», 1968, т. VIII, вып. 4, с. 597—604.

Шуб В. А. Состояние изученности промышленных вод Красноярского края и Тувинской автономной республики и их народнохозяйственное значение. — В кн.: Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Вып. I. Иркутск, 1962, комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964, с. 34—36.

Шубенин Н. Г. К вопросу гидрогеологии Енисейского кряжа. Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964, с. 34—36.

«Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 5, с. 11—16 с ил.

«Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 12, с. 36—38 с ил.

«Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4а, с. 1—4.

«Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4б, с. 6—8.

«Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 9, с. 35—42 с ил.

Шульц В. Л. Реки Афганистана. — «Труды Среднеазиатского н.-и. гидрометеор. ин-та», 1968, вып. 42, № 57, 173 с. с ил.

Щербаков А. В. Основные закономерности распределения и формирования подземных минерализованных вод в Западной Туркмении. — «Труды ВСЕГИНГЕО», 1956, сб. 14, с. 22—35 с ил.

Щукин Е. А. Водные ресурсы Сирийской Арабской Республики и проекты их использования. — В кн.: Водные ресурсы и водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1967, с. 149—157 с ил.

Юань Те-чжэн. Некоторые сведения о закономерностях развития карста в районе Цюбэй Люландун провинции Юньнань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 1, с. 13—16 с ил.

Юе Юнь-чан. Гидрогеологические условия района плотины Мэйжаньто. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1958, № 2, с. 100—116 с ил.

Юй Пэй. Предварительный разбор методов гидрогеологической разведки прибрежных россыпей рудных месторождений на острове Хайнань. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 2, с. 12—14 с ил.

Юй Пэй. Районы распределения материковых соленых озер Китая и некоторые гидрогеологические проблемы в их учете и разведке, требующие особого внимания. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 2, с. 8—11 с ил.

Юй Ши-юань. Предварительное исследование гидрогеологических условий Вэйбэйского плато. — «Дичжи сюэбао», 1962, т. 42, № 1, с. 15—22.

Юсов Б. В. Тибет (физико-географическая характеристика). М., Географгиз, 1958, 224 с. с ил.; 1 л. вкл.

Якушова А. Ф. К вопросу о формировании некоторых термальных источников в Сычуаньской котловине (КНР). — «Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки», 1958, № 1, с. 222—225 с ил.

Ян Си-юй, Пэнь Вэнь-юн. Гидрогеология средней части плато Внутренней Монголии. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 4—7.

Яо Те-шань. Гидрогеология района гор Бэйшань провинции Ганьсу. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 22—24.

Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. — В кн.: Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 253—327 с ил.

Яо Чжэнь-син. Пояснительная записка к гидрогеологической карте провинции Хунань масштаба 1 : 500 000. — «Дичжи кэцзи цинбао», 1959, № 12, с. 1—2.

Ahmad K. S. Agricultural development of West Pakistan. — «Pakistan geogr. Rev.», 1956, vol. XI, № 1, p. 47—52 w. il.

Analysis of aquifer tests in the Punjab region of West Pakistan. Washington, 1967, 55 p. w. il. Aut.: D. B. Gordon, Ata-Ur-Rehman Ijaz Ahmed Sheikh and Sabir Ali. (U. S. Geol. Surv., Water — Supply paper, № 1608-G).

Arad A., Michaeli A. Hydrogeological investigation in the western catchment of the Dead sea.—«Israel Journ. of Earth—Sci.», 1967, vol. XVI, № 4, p. 181—197 w. il.a. tabl.

Asghar A. G. and Dhawan C. A. The quality of the drain, river and canal waters of the Punjab (with six text figures). — «Indian Journ. of Agric. Sci.», 1947, vol. XVII, pt. VI, p. 199 w. il.

Auden J. Introductory report on the ground water resources of western Rajastan. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1950, № 1, 59 p. w. il.; 6. maps.

Banerjee K. B. Sub-Soil water in West Bengal. — «Journ. Assoc. Engrs (India)», 1963, vol. 39, № 2, p. 50—57.

Baratan R., Gourisankaran S. Possibilites of intrusion of salt water into Neyveli artesian reservoir-study during 1966. — «Journ. Inst. Engrs (India). Public. Health. Engng. Div.», 1968, vol. 49, № 2, pt. I, p. 1—9.

Bauer G. Luftzirkulation und Wiederschlagsverhältnisse in Vorderasien. — «Gerland's Beitz. Geophys.», Liepzig, 1935, Bd. 45, s. 381—548 m Il.; 13 Abb.; 4 Taf.

Bear M., Shafrir M. Determination of inflow the Eocene into the Plio-Pleistocene aquifer in the Yavne region by means of the water balance method. — «Hydrol. Service, Water Authority», Jerusalem, 1962, № 66, 273 p. w. il.

Bemmelen R. W. van. The geology of Indonesia. Vol. II, Economic geology. The Hague, 1949, 265 p. w. il.; 1 pl. a. map.

Bergstrom R., Aten R. Natural recherge and localisation of fresh ground water in Kuwait. — «Journ. Hydrol.», 1965, vol. II, № 3, p. 213—231 w. il.

Bhattacharia A. P. Behavior of Sub-Soil water table in tracts of western Uttar Pradesh as affected by a System of tubewell irrigation. — In: Second Congress on Irrigation and Drainage. 1954a, Vol. II, Quest. 4, p. 109—153 w. il.

Bhattacharya A. P. Ground Water Supplys, depletion of Watertable and penetration of rain water to ground water table in Western Uttar Pradesh. — In: Second Congress on Irrigation and Drainage 1954b, Vol. III, Quest 6 p. 223—244 w. il.

Brown G. F. Geomorphology of Western and Central Saudi Arabia. — In: Internat. Geol. Congr. Rep. of 21th session. Copenhagen, 1960, pt. 21, p. 150—159 w .il.

Burdon D. J., Al-Sharhan A. The problem of the palaeokarstic Demman Limestone Aquifer in Kuwait. — «Journ. Hydrol.», 1968, vol. VI, № 4, p. 385—404 w. il.

Burdon D. J., Quennell A. Handbook of the Geology of Jordan (To accompany aud their sheets of the 1 : 250 000 geological map of Jordan far of the rift). Governement of the Hashemite, 1959, 95 p. w. il.

Chaterji G. C. Groundwater resources of India. Present status and Suggested lines of future investigation. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1967, № 26, 60 p. w. il.; 2 pl.

Chhibber H. L. The Geology of Burma. London, 1934, 538 p. w. il.; 23 pl. a. 3 map.

Coulson A. L. The water-supply of the Isa Khel and Mianwali tahsils of Mianwali district, Punjab. — «Rec. Geol. Surv. India», 1938, vol. 72, pt. 4, p. 440—466 w. il.; 1 pl.

Coulson A. L. The geology and Underground water-supply of Calcutta. — «Mem. Geol. Surv. India», 1940, vol. LXXVI, Water — Supply pap., N 1, 128 p. w. il.

Crary D. Recent agricultural Developments in Saudi Arabia. — «Georg. Rev.», 1951, vol. 41, № 13, p. 366—375.

Crookshank H. Report of the Geological Survey of Pakistan. From 15th August 1947 to 31 st December 1949. — «Rec. Geol. Surv. Pakistan», 1950, vol. 3, pt. 2, p. 163—170.

Deshpande B. G. Ground-water resources of the Alluvial tracts of Gujerat, Bombay State. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1954, № 4, 93 p. w. il.; 6 pl. a. map.

Dieter U. Das Be- und Entwässerungs prejekt des Al Hasa-Oasen in Saudi-Arabien. — «Die Wasserwirtschaft, 55 Jg.», 1965, № 2, s. 53—56.

Dubertret L. Notice explicative Carte 1 : 200 000 geol. du Liban Republique. Beirut, 1955.

Dutta K. K., Acharya A. Ground water conditions of Malwa plateau and the adjoining Narmada valley in Jhabua, Dhar, Dewas, Khargone and Khandwa districts, Madhya Pradesh. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1966, № 19, 227 p. w. il.

Eriksson E., Khunakasem V. Chloride concentration in groundwater, recharge rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. — «Journ. Hydrol.», 1969, vol. VII, № 2, p. 178—197 w. il.

Flathe H., Pfeiffer D. Hydrogeological mapping on the isle of Madura, Indonesia. — «U. N. Publ., Resources Ser.», 1963, № 24, p. 179—183.

Folley F. C. Investigation of the Ground-Water Resources in Northern Saudi Arabia. — «Geol. Soc. Amer., Spec. Papers», 1966, № 87, p. 57.

Geochemical study of brine from Ybase oil field. — «Rep. Geol. Surv. Japan», 1960, № 186, 150 p. w. il. a. tabl. Aut.: K. Motojima, S. Maki, T. Makino, K. Shibata.

Geological map of Saudi Arabia. Washington, Publ. by U. S. Geol. Surv., 1963. Aut.: R. A. Bramkampf, G. F. Brown, D. A. Holm, R. D. Gierhocrt, N. H. Layne, L. F. Ramirez.

Geology of the Arabian Peninsula. Sedimentary geology of Saudi Arabia. Washington, 1966, 147 p. w. il. Aut.: R. W. Powers, L. F. Ramirez, C. D. Redmond, E. L. Elberg (U. S. Geol. Surv., Prof. paper, № 560-D).

Goldschmidt M. J., Arad A., Neev D. The mechanism of the saline springs in the lake Tiberias depression. Jerusalem, 1967, 19 p. w. il.

Greenman D. W., Swarzenski W. V., Bennett G. D. Ground-water Hydrology of the Punjab, West Pakistan. With Emphasison Problems Caused by Canal Irrigation. Washington, 1967, 66 p. w. il. (U. S. Geol. Surv., Water — Supply paper, № 1608—H).

Ground-water geology of the Pali Region Jodhpur division, western Rajasthan. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1955, № 6, 121 p. w. il.; 4 pl. Aut.: G. C. Taylor, A. K. Roy, D. H. Sett and B. N. Sen.

Ground-water resources of parts of Shahabad and Gaya Districts, Bihar. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1966, № 23, 86 p. w. il.; 9 pl. Aut.: D. K. Ray, D. L. Sah, N. N. Seth and A. B. Goswami.

Hanya T., Sawada F. Etude statistique sur les caractires geochimiques des eaux douces au Japan. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1956, vol. 8, № 5/6, p. 249 — 255 a. il.

Heim A. Die artesischen Quellen der Bahrein-Inseln im Persischen Golf. — «Eclogae Geol. Helvetiae», 1928, Bd. 21, № 1, s. 1—6.

Heron A. M. General Report of Geological Survey of India for the year 1938. — «Rec. Geol. Surv. India», 1939, vol. 74, pt. I, p. 1—132 w. il.

Hoon R. C., Talwar K. N. Subsoil Water Levels on the districts Hirakud and Kosi. — In: Second Congress on Irrigation and Drainage. 1954, vol. II, Quest. 4, p. 271—282 w. il.

Hsu T. L. Ground Water provinces of Taiwan. — In: Memoires of International Association of Hydrogeologists. Vol. VII. Congress of Hannover, 1965. Hannover, 1967, p. 299—305 w. il.

Huber H. The influence of the geological conditions on the Salinity of the Zam Rud. — «Arid Zone Res.», 1961, № 14, p. 6—10.

Hydrogeological map of Japan, sc. 1 : 2 000 000. Tokyo, Geol. Surv. Japan, 1965.

Issar A. The groundwater provinces of Iran. — «Bull. Internat. Assoc. Scient. Hydrolog.», 1969, 14, № 1, p. 87—99 w. il.

Ivanitsin M. M. Ground Waters of Burma and perspectives of their use. Rangoon, 1962, 132 p., 2 l. il. (Ministry of Mines of the Union of Burma. Burma Geological Department).

Iyengar N. V. R. Effect of Trade Wastes on Well Water. — «Indian and Eastern Engineer», 1940, vol. 87, № 1, p. 53.

Jones P. H., Subramanyan V. Ground-water control in the Neyveli lignite field, South Arcot district, Madras state, India. — «Econom. Geol.», 1961, vol. 56, № 2, p. 273—298 w. il.

Joshi R. V. Soils and ground water in Bombay Karnatak. — «Bombay Geogr. Mag.», 1955, vol. III, №1, p. 21—27.

Kafri U. Facies changes in southwestern carmel (Israel) and their influence on groundwater regime. — «Israel Journ. Earth — Sci.», 1967, vol. 16, № 4, p. 206—214 w. il.

Kailasam L. N. Some results of the application of resistivity methods to problems of civil Engineering, mining and ground-water in India. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1952, № 3, 67 p. w. il.; 1 pl.

Kalweit H., Das May-Carsamba Project in der Turkei Wasserwirtschaft, 1958, Bd. 48, № 7, s. 175—178.

Karnath K. R. Pumping tests on wells in the dun of Dehradun district and Tarai-Bhabar in Nainital district, U. P. — «Indian Minerals», 1964, vol. 18, № 4, p. 318—324; 2 pl.

Karpoff R. Le premier forage profond de Riyadh (Arabic Seondite). — «Compt. Rend., Soc. Geol. France», Paris, 1965, fasc. 3, p. 102—103.

Karrenberg H. Junger Magmatismus in Südwest-Arabien (Jemen.) — «Techn. Mitt. Krupp», 1959, Bd. 17, № 1, s. 33—36.

Kazmi A. H. The Water-supply of Beluchistan. — «Rec. Geol. Surv. Pakistan», 1951, vol. III, pt. I, 104, p. w. il.; 1 pl.

Kleczkowski A. Hydrogeologia rowniny Hopei (Chiny Polnocne). Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 1963. 160 s. z rys.; 16 wkl.

Krishnan M. S. Mineral Resources of Madras. — «Mem. Geol. Surv. India», 1951, vol. 80, 299 p. w. il.; 1 pl.

Krishnan M. S. General Report of the Geological Survey of India for the years 1940—1942. — «Rec. Geol. Surv. India», 1953a, vol. 79, pt. I, p. 1—117 w. il.

Krishnan M. S. General Report of the Geological Survey of India for the year 1950. — «Rec. Geol. Surv. India», 1953b, vol. 84, pt. I, p. 1—125 w. il.

Krishnan M. S. General Report of the Geological Survey of India for the year 1951.— «Rec. Geol. Surv. India», 1954a, vol. 85, pt. I, p. 1—112 w. il.

Krishnan M. S. General Report of the Geological Survey of India for year 1952. — «Rec. Geol. Surv. India», 1954b, vol. 86, pt. I, p. 1—127 w. il.

Kveton P. Report on informative geological inspution to the Mutawakkili Jemenito Kingdom. Praha, 1957, 38 p. w. il.

Limaye D. G. Ground water resources of the Deccan Trap Country. — «Quart. journ. Geol. Min. and Metall. Soc. India», 1942 vol. XIV, № 3, p. 99—123 w. il.

Livingstone D. A. Chemical composition of River and Lakes. Washington, U. S. Gov. print. off., 1963, 64 p. w. il.

Loewengart S. Geochemistry of waters in Northern and Central Israel and the origin of their salts. — «Bull. Res. Council Israel», 1958, vol. 76, № 4, p. 176—205 w. il.

Mazor E., Rosenthal E. Notes on the sulfur cycle in the mineral waters and rocks of the lake Tiberias-Dead Sea rift valley, Israel. — «Israel Journ. Earth-Sci.», 1967, vol. XVI, № 4, p. 198—205 w. il.

Mehta D. Adyalkar P. G. Tarai and Bhabar Zones of India Along the Himalayan Foothills As Potential Ground-water Reservoirs. — «Econom. Geol.», 1962, vol. 57 № 3, p. 367—376 w. il.

Munn L. Geology of the Underground Water Resources of the Hyderabad State and notes on Well Sinking. — «Journ. Hyderabad Geol. Surv.», 1934, vol. 2, pt. 2, p. 77—84 w. il.

Murashita T., Kishi K. Study on salt intrusion into ground water. — Part I. Geohydrologic Conditions of lava aquifer. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1967, vol. 18, № 6, p. 1—14 w. il.

Nath N. Well-Sinking in Mysore. — «Indian Eastern Engineer», 1940, vol. 86, № 5, p. 524.

Neev D., Emery K. O. The Dead Sea. Jerusalem, 1967, 147 p. w. il.; 7 pl.

Pascoe E. General Report of the Geological Survey of India for the year 1924. — «Rec. Geol. Surv. India», 1925, vol. 58, pt. I, p. 1—114 w. il.

Pascoe E. General Report of the Geological Survey of India for the year 1927. — «Rec. Geol. Surv. India», 1928, vol. 61, pt. I, p. 1—127, w. il.

Pathak B. D. The occurrence of ground — waster in the state of Kutch, India. — «Quart. Journ. Geol., Min. and Metall. Soc. India», 1956, vol. 28, № 3, p. 71—79; 1 pl.

Pathak B. D. A note on Artesian water in the Kachhars of Yamuna river, Etawah district, Uttar Pradesh. — «Rec. Geol. Surv. India», 1960, vol. 86, pt. 4, p. 683—700 w. il.

Pathak B. D. Geology and ground-water resources of the Azamgarh-Ballia region, Eastern Uttar Pradesh. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1967, № 18, 246, p. w. il.; 16 pl.

Paver G., Roberts H. Water supply in the Middle East Campaigns. — «Water and Water Engineering», 1948, vol. 51, № 625, p. 136—141.

Perkins P. H. Water supply schemas for Kuwait. — «Journ. Instit. Municipal Engineers», 1957, vol. 83b, № 10, p. 334—336.

Philby J. B. Rub'al Khali — an account of Exploration in the Great South Desert of Arabia. — «Geogr. Journ.», 1933, vol. LXXXI, № 1, p. 1—21 w. il.

Philby J. B. The land of Midian. London, 1957, 262 p. w. il.

Picard L. The History of Ground-Water Exploration in Israel. — «Publ. Geol. Inst. Israel.» , 1953, № 4, p. 1—8.

Pietrokowski J. Water Supply and Sewage disposal in Israel. — «Water and Sewage works», 1950, vol. 97, № 9, p. 349—538 w. il.

Pollog C. Das Leere viertel von Arabien. — «Geogr. Zeitschrift», 1934, № 4, s. 154.

Purbo-Hadiwidjojo M. M. Hydrogeology of Strato-volcanoes. A. Geomorphic Approach. — In.: Memoires of International Assosiation of Hydrogeologists. Vol. VII. Congress of Hannover, 1965. Hannover, 1967, p. 293—298 w. il.

Quennell A. M. The geology and Mineral Resources of (former) Trans-Jordan. — «Colonial Geol. and Min. Res.», 1951, vol. 2, № 2, p. 85—115 w. il.; 4 pl.

Raina B. N. A note on the hot springs of Rajgir Patna district, Bihar. — «Indian Minerals», 1963, vol. 17, № 4, p. 352—364 w. il.; 2 pl.

Reconnaissance of the Geology and Ground Water of the Khorat Plateau, Thailand. Washington, 1958, 62 p. w. tabl. a. 1 map. Aut.: P. E. Lamoreaux, Jumchet Charaljavanaphet, Nitipat Jalichan, Phong Phan Na Chiegmai, Din Bunnag, Adul Thavisri and Chumphon Rakprethum (U. S. Geol. Surv., Water-Supply paper, № 1429).

Renwick A. Geohydrological investigations in the Western coastal plain of Malaya. — «U. N. Publ., Water Resources Ser.», 1963, № 24, p. 170—173.

Roever W. P. Dacitic ignimbrites with upwards increasing compactness near Sibolangit (NE Sumatra, Indonesia) and their peculiar hydrology. — «Bull. Volcanol.», 1966, T. XXIX, B. V, p. 105—111 w. il.

Roy B. C. Report on the Water supply of the Purna Valley, Berar. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1956, № 7, 55 p. w. il.; 2 pl.

Sett D. N. A study of groundwater in the city of Bikaner, Radjasthan. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1958, № 10, 21 p. w. il.; 4 pl.

Sett D. N. I. Groundwater geology of the Delhi region. 2. A stugy of the subterranean brine of the Farrukhnagar-Sultanpur area, Gurgaon district, Punjab. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1965, № 16, 146 p. w. il. a. tabl.

Shaw S. H. Trans-Iordan Desert water supply. — «Water and Water Engineering», 1947, vol. 50, № 617, p. 333—336 w. il.

Shiftan Z. L. New data on the artesian aquifers of the southern Dead Sea basin and their geological evolution. — «Bull. Res. Council Israel», 1961, vol. 10G, № 1—4, p. 267—291 w. il.

Singhal B. B. S. Occurrence and geochemistry of ground water in the coastel region of Midnapur, West Bengal, India. — «Econom. geol.», 1963, vol. 58, № 3, p. 419—433 w. il.

Stark H. Wasserwirtschftliche Bedentung der Düden in Westlichen Taurus. — «Die Wasserwirtschaft», 1957, vol. 48, № 3, p. 108—112.

Sugisaki R. Geochemical study of ground water. — «Journ. Earth Sci. Nagoya Univ.», 1962, vol. 10, № 1, p. 1—33 w. il.

Sugisaki R. Genetic relation of various types of natural gas deposits in Japan. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1964, vol. 48, № 1, p. 85—101 w. il.

Suryanarayana K. Occurrence and resources of ground water in Pre-Cambrian crystalline ground water province of Peninsulat India. — «Journ. Univ. Geol. Soc.», Nagpur, 1962—1964, vol. I, № 10/11, p. 19—25 w. il.

Taylor G. G. Ground-water provinces of India. — «Econom. Geol.», 1959, vol. 54, № 4, p. 683—697 w. il.

Taylor G. C., Pathak B. D. Geology and ground water resources of the Anjarkhedoi region, Eastern Kutch, with pasticular reference to the Kandla Port-water-supply. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1960, № 9, 339 p. w. il.

Thatcher L. Dating Desert groung water. — «Science», 1961, vol. 134, № 3472, p. 105—106.

Thesiger W. Desert Borderlands of Oman. — «Geogr. Journ.», 1950, vol. CXII, № 4—6, p. 137—171 w. il.

Thesiger W. Arabien Sands. Nem. York, 1959, 326 p. w. il. a. map.

Thomas B. Alarme and Excursions in Arabia. London, 1932, 296, p., w. il., 16 pl.

Tsurumaki M. Quality of ground water in Western Osaka, Japan. With special reference to the genesis of high-chloride zone. — «Journ. Geosci. Osaka city Univ.», 1962, vol. 6, p. 145—186, w. il.

Twitchell K. P. Water resources of Saudi Arabia. — «Geogr. Rev.», 1944, vol. XXXIV, № 3, p. 365—386 w. il.

Twitchell K. P. Saudi Arabia. With Account of the Development of its Natural Resources. New Jersey, 1953, 281 p. w. il., 12 pl.

Zdilar A. Statistique des consommations d'eau dans le monde. 2-e part. L'Asie et L'Oceanie. — «Eau», 1963, vol. 50, № 1, p. 20—26.

Ullah A. Geology of Water-Supply of Karaanga Lora Valley (Quetta-Pishin, District Baluchistan). — «Pakistan Journ. Sci.», 1952, vol. IV, № 4, p. 144.

Vahidi I. Groundwater investigations in Iran. — «U. N. Publ., Water Resources Ser.». 1963, № 24, p. 107—109.

Vesey-Fitzgerald D. F. The Vegetation of Central and Eastern Arabia. — «Journ. Ecology», 1957, vol. 45, № 2, p. 547—562 w. il.

Vidal V. S. The oasis of al-Hasa. New York, 1955, 216 p. w. il. a. map. (Arabian Amer. Oil Co).

Wang K. T. Ground water development in Taiwan. — «U. N. Publ., Water Resources. Ser.», 1963, № 24, p. 110—138 w. il.

Waring G. A. Thermal Springs of the United States and other countries of the World. A. Summary. Washington, 1965, 492 p. w. il. (U. S. Geol. Surv., Prof. paper, № 492).

Weder H., Zieschang J. Die hydrogeologischen Verhaltnisse des Bacho, Demokratische Republic Vietnam. — «Zeitchrift fur angewandte geol.», 1960, Bd. 6, Hf. 4, s. 154—160.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1939. — «Rec. Geol. Surv. India», 1949a, vol. 78, pt. I, p. 1—74 w. il.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1948. — «Rec. Geol. Surv. India», 1949 b, vol. 82, pt. 1, p. 1—102 w. il.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1949. — «Rec. Geol. Surv. India», 1950, vol. 83, pt. 1, p. 1—119 w. il.

White D. E., Hem J. D., Waring D. A. Chemical Composition of Subsurface waters. Washington, 1963, 67 p. (U. S. Geol. Surv. Prof. paper, № 440-E).

Wissmann H. Bericht uber eine Reise von Aben nach Hadramaut. — «Geogr. Zeitschrift», 1939, № 9/10, s. 335—343.

Wissman H. Der Bau Arabiens. — «Geol. Rubschau Zeitschr. für Allgemeine geol.», 1942, Bd. 33, № 4/6, s. 221—353; 7 Taf.

Wolfart R. Geologie und Hydrogeologie des mittleren Tuwaiq-Gebirges und der angrenzenden Gebiete (Saudi Arabien). — «Geol. Jahrd. Bd. 83», Hannover, 1965, № 3, s. 149—179 m. Il u. Taf.

Worts G. F. Hydrogeologic reconnaissance of Poro Point and vicinity Luson island, Philippines. Washington, 1964, 14 p. w. il.; 1 pl. (U. S. Geol. Surv., Water-Supply paper, № 1608—E).

К главе III

Формирование химического состава подземных вод

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966, 248 с. с ил.

Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. 13. М., Госгеолиздат, 1950, с. 23—29.

Альтовский М. Е. Значение природных, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 34—47.

Анисимова Н. П. Формирование химического состава подземных вод таликов на примере Центральной Якутии. М., «Наука», 1971, 195 с. с ил.

Аширов К. Б. К вопросу об условиях формирования физико-химического состава пластовых вод. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Пермское книжное издательство, 1971, с. 210—221.

Балашов Л. С. Геологическое положение и геохимические критерии подземных вод хлоридного кальциево-натриевого класса. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 69—73.

Балашов Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М. Проблема генезиса хлоридных кальциево-натриевых рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 5—47.

Quennell A. M. The geology and Mineral Resources of (former) Trans-Jordan. — «Colonial Geol. and Min. Res.», 1951, vol. 2, № 2, p. 85—115 w. il.; 4 pl.

Raina B. N. A note on the hot springs of Rajgir Patna district, Bihar. — «Indian Minerals», 1963, vol. 17, № 4, p. 352—364 w. il.; 2 pl.

Reconnaissance of the Geology and Ground Water of the Khorat Plateau, Thailand. Washington, 1958, 62 p. w. tabl. a. 1 map. Aut.: P. E. Lamoreaux, Jumchet Charaljavanaphet, Nitipat Jalichan, Phong Phan Na Chiegmai, Din Bunnag, Adul Thavisri and Chumphon Rakprethum (U. S. Geol. Surv., Water-Supply paper, № 1429).

Renwick A. Geohydrological investigations in the Western coastal plain of Malaya. — «U. N. Publ., Water Resources Ser.», 1963, № 24, p. 170—173.

Roever W. P. Dacitic ignimbrites with upwards increasing compactness near Sibolangit (NE Sumatra, Indonesia) and their peculiar hydrology. — «Bull. Volcanol.», 1966, T. XXIX, B. V, p. 105—111 w. il.

Roy B. C. Report on the Water supply of the Purna Valley, Berar. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1956, № 7, 55 p. w. il.; 2 pl.

Sett D. N. A study of groundwater in the city of Bikaner, Radjasthan. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1958, № 10, 21 p. w. il.; 4 pl.

Sett D. N. I. Groundwater geology of the Delhi region. 2. A stugy of the subterranean brine of the Farrukhnagar-Sultanpur area, Gurgaon district, Punjab. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1965, № 16, 146 p. w. il. a. tabl.

Shaw S. H. Trans-Iordan Desert water supply. — «Water and Water Engineering», 1947, vol. 50, № 617, p. 333—336 w. il.

Shiftan Z. L. New data on the artesian aquifers of the southern Dead Sea basin and their geological evolution. — «Bull. Res. Council Israel», 1961, vol. 10G, № 1—4, p. 267—291 w. il.

Singhal B. B. S. Occurrence and geochemistry of ground water in the coastel region of Midnapur, West Bengal, India. — «Econom. geol.», 1963, vol. 58, № 3, p. 419—433 w. il.

Stark H. Wasserwirtschftliche Bedentung der Düden in Westlichen Taurus. — «Die Wasserwirtschaft», 1957, vol. 48, № 3, p. 108—112.

Sugisaki R. Geochemical study of ground water. — «Journ. Earth Sci. Nagoya Univ.», 1962, vol. 10, № 1, p. 1—33 w. il.

Sugisaki R. Genetic relation of various types of natural gas deposits in Japan. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1964, vol. 48, № 1, p. 85—101 w. il.

Suryanarayana K. Occurrence and resources of ground water in Pre-Cambrian crystalline ground water province of Peninsulat India. — «Journ. Univ. Geol. Soc.», Nagpur, 1962—1964, vol. I, № 10/11, p. 19—25 w. il.

Taylor G. G. Ground-water provinces of India. — «Econom. Geol.», 1959, vol. 54, № 4, p. 683—697 w. il.

Taylor G. C., Pathak B. D. Geology and ground water resources of the Anjarkhedoi region, Eastern Kutch, with pasticular reference to the Kandla Port-water-supply. — «Bull. Geol. Surv. India. Ser. B», 1960, № 9, 339 p. w. il.

Thatcher L. Dating Desert groung water. — «Science», 1961, vol. 134, № 3472, p. 105—106.

Thesiger W. Desert Borderlands of Oman. — «Geogr. Journ.», 1950, vol. CXII, № 4—6, p. 137—171 w. il.

Thesiger W. Arabien Sands. Nem. York, 1959, 326 p. w. il. a. map.

Thomas B. Alarme and Excursions in Arabia. London, 1932, 296, p., w. il., 16 pl.

Tsurumaki M. Quality of ground water in Western Osaka, Japan. With special reference to the genesis of high-chloride zone. — «Journ. Geosci. Osaka city Univ.», 1962, vol. 6, p. 145—186, w. il.

Twitchell K. P. Water resources of Saudi Arabia. — «Geogr. Rev.», 1944, vol. XXXIV, № 3, p. 365—386 w. il.

Twitchell K. P. Saudi Arabia. With Account of the Development of its Natural Resources. New Jersey, 1953, 281 p. w. il., 12 pl.

Zdilar A. Statistique des consommations d'eau dans le monde. 2-e part. L'Asie et L'Oceanie. — «Eau», 1963, vol. 50, № 1, p. 20—26.

Ullah A. Geology of Water-Supply of Karaanga Lora Valley (Quetta-Pishin, District Baluchistan). — «Pakistan Journ. Sci.», 1952, vol. IV, № 4, p. 144.

Vahidi I. Groundwater investigations in Iran. — «U. N. Publ., Water Resources Ser.». 1963, № 24, p. 107—109.

Vesey-Fitzgerald D. F. The Vegetation of Central and Eastern Arabia. — «Journ. Ecology», 1957, vol. 45, № 2, p. 547—562 w. il.

Vidal V. S. The oasis of al-Hasa. New York, 1955, 216 p. w. il. a. map. (Arabian Amer. Oil Co).

Wang K. T. Ground water development in Taiwan. — «U. N. Publ., Water Resources. Ser.», 1963, № 24, p. 110—138 w. il.

Waring G. A. Thermal Springs of the United States and other countries of the World. A. Summary. Washington, 1965, 492 p. w. il. (U. S. Geol. Surv., Prof. paper, № 492).

Weder H., Zieschang J. Die hydrogeologischen Verhaltnisse des Bacbo, Demokratische Republic Vietnam. — «Zeitchrift fur angewandte geol.», 1960, Bd. 6, Hf. 4, s. 154—160.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1939. — «Rec. Geol. Surv. India», 1949a, vol. 78, pt. 1, p. 1—74 w. il.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1948. — «Rec. Geol. Surv. India», 1949 b, vol. 82, pt. 1, p. 1—102 w. il.

West W. D. General Report of the Geological Survey of India for the year 1949. — «Rec. Geol. Surv. India», 1950, vol. 83, pt. 1, p. 1—119 w. il.

White D. E., Hem J. D., Waring D. A. Chemical Composition of Subsurface waters. Washington, 1963, 67 p. (U. S. Geol. Surv. Prof. paper, № 440-E).

Wissmann H. Bericht uber eine Reise von Aben nach Hadramaut. — «Geogr. Zeitschrift», 1939, № 9/10, s. 335—343.

Wissman H. Der Bau Arabiens. — «Geol. Rubschau Zeitschr. für Allgemeine geol.», 1942, Bd. 33, № 4/6, s. 221—353; 7 Taf.

Wolfart R. Geologie und Hydrogeologie des mittleren Tuwaiq-Gebirges und der angrenzenden Gebiete (Saudi Arabien). — «Geol. Jahrd. Bd. 83», Hannover, 1965, № 3, s. 149—179 m. Il u. Taf.

Worts G. F. Hydrogeologic reconnaissance of Poro Point and vicinity Luson island, Philippines. Washington, 1964, 14 p. w. il.; 1 pl. (U. S. Geol. Surv., Water-Supply paper, № 1608—E).

К главе III

Формирование химического состава подземных вод

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966, 248 с. с ил.

Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. 13. М., Госгеолиздат, 1950, с. 23—29.

Альтовский М. Е. Значение природных, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 34—47.

Анисимова Н. П. Формирование химического состава подземных вод таликов на примере Центральной Якутии. М., «Наука», 1971, 195 с. с ил.

Аширов К. Б. К вопросу об условиях формирования физико-химического состава пластовых вод. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Пермское книжное издательство, 1971, с. 210—221.

Балашов Л. С. Геологическое положение и геохимические критерии подземных вод хлоридного кальциево-натриевого класса. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 69—73.

Балашов Л. С., Зайцев И. К., Овчинников А. М. Проблема генезиса хлоридных кальциево-натриевых рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 5—47.

Васков Е. А. О роли процессов литогенеза и катагенеза в формировании химического состава подземных вод артезианских бассейнов. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 16—20.

Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1963, 151 с. с ил., 3 л. вкл.

Богданова Л. Л. О роли химического состава атмосферных осадков в формировании трещинных вод коры выветривания горных сооружений Забайкалья. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 64—74.

Боровинский В. П. О влиянии естественных электрических потенциалов на миграцию влаги и содержащихся в ней компонентов в деятельном слое. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Вып. IV. Иркутск, 1969, с. 180—185.

Борщевский Г. А. Некоторые данные о гидрогеологических условиях Западно-Туркменской части Южнокаспийского нефтегазоносного бассейна. — В кн.: Материалы к IV конференции мл. научн. сотрудн. и аспирантов Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 22—24 с ил.

Бродский А. А. Основные процессы формирования химического состава подземных вод. — «Гидрохимические материалы», 1955, т. XXIV, с. 107—110.

Бувчидзе И. М. К вопросу формирования подземных вод в горно-складчатых областях. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 61—66.

Бурксер Е. С., Федорова Н. Е. Опыт исследования химического состава атмосферных вод. — «Гидрохимические материалы», 1949, т. XVI, с. 107—112.

Бурксер Е. С., Федорова Н. Е., Зайдлис Б. Б. Атмосферные осадки и их роль в миграции химических элементов через атмосферу. — «Труды Киевской геофизической обсерватории», 1952, № 1, с. 49—68.

Бурксер Е. С., Федорова Н. Е. Роль химического состава атмосферных осадков в формировании природных вод. — «Гидрохимические материалы», 1955, т. XXIV, с. 81—83.

Валяшко М. Г. Некоторые общие вопросы формирования химического состава подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 127—140.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., «Наука», 1963, с. 253—277.

Валяшко М. Г. Хлоридные натриево-кальциевые рассолы в системе природных вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 64—68.

Вассоевич Е. В., Зайцев И. К., Карцев А. А. Некоторые замечания о «диффузионной» гипотезе формирования состава подземных вод. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 145—150.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, 651 с. с ил.

Власов Н. А., Павлова Л. И. Влияние процессов замораживания на состав гидрокарбонатных вод. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 3, с. 675—678.

Власова Н. К., Валяшко М. Г. Экспериментальное исследование по генезису хлор-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 121—125.

Вотинцев К. К. Химический состав вод атмосферных осадков Прибайкалья. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 95, № 5, с. 979—981.

Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971, 272 с. с ил.; 2 л. вкл.

Гарленд Дж. Д. Форма Земли и сила тяжести. М., «Мир», 1967, 191 с. с ил.

Геохимия рассолов Восточной Сибири. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», с. 166—175, 1 л. вкл. Авт.: М. Г. Валяшко, Н. К. Жеребцова, Л. З. Садыков, Ю. П. Олешко-Ожевский, И. П. Кукарцев, Н. С. Кузнева, А. Н. Лаврова, Н. Н. Волкова, Н. И. Поливанова.

Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965, 158 с. с ил. Авт.: М. Г. Валяшко, Н. И. Поливанова, Н. К. Жеребцова, Б. И. Меттих, Н. К. Власова.

Герасимов И. П., Ма Юн-чжи. Генетические типы почв на территории Китайской Народной Республики и их географическое распространение. М., 1958, Изд-во АН СССР, 86 с. с ил.; 1 л. вкл.

Гидрогеология СССР, т. XVI. Западно-Сибирская равнина. Под ред. В. А. Нуднер. М., «Недра», 1970, 367 с. с ил.; 7 л. вкл.

Гидрогеология СССР, т. XIX. Иркутская область. Под ред. В. Г. Ткачук. М., «Недра», 1968, 495 с. с ил.; 12 л. вкл.

Гидрогеология СССР, т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область. Под ред. Н. А. Маринова. М., «Недра», 512 с. с ил.; 2 л. вкл.

Гиринский Н. К. К вопросу образования рассолов и их воздействие на воды морского генезиса. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 151—154.

Грейсер Е. Л., Козлов В. Б., Павлов А. Н. Рассолы в кристаллических породах Балтийского щита. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 3, с. 141—143.

Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. Л., «Недра», 1969, 111 с.

Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., «Недра», Ленинг. отд., 1972, 271 с.

Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава. — В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 489—507.

Гуревич М. С. О вероятном участии глубинной углекислоты в формировании артезианских вод щелочного типа.—В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 73—74.

Денисов П. В. Химический состав атмосферных осадков Северного Тянь-Шаня. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 5, с. 842—843.

Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 6, с. 1384—1386.

Дерпгольц В. Ф. Хлоридные воды и их связь с глубинными процессами литосферы. Доклад по совокупности опубликованных работ на соискание ученой степени кандидата геол. -мин. наук. М., 1966, 35 с. (Геол. ин-т АН СССР).

Дерпгольц В. Ф. Один из аспектов проблемы генезиса хлоридных кальциевых и магниевых глубинных рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 88—95.

Дерпгольц В. Ф. Вода во вселенной. Л., «Недра», 1971, 222 с. с ил.

Дзенс-Литовский А. И. Гидрогеологические условия формирования вод и рассолов галогенных формаций СССР. — «Труды ВНИИГа», 1964, вып. XLVI, с. 3—25.

Дзюба А. А. Очаги разгрузки рассолов Усть-Кутско-Марковского района и их нефтепоисковое значение. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Иркутск, 1969, 17 с. с ил. (Ин-т земной коры СО АН СССР).

Дзюба А. А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 199—207 с ил.

Дзюба А. А., Овчинков Л. К., Пиннекер Е. В. Подземные воды и гидрохимия Ленского нефтегазоносного района. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 216—226; 1 л. вкл.

Егоров В. В. Геоморфологическое строение оазисов Таримской впадины и их мелиоративные условия. — В кн.: Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961 а, с. 52—77.

Егоров В. В. Содовое засоление почв в Южном Синьцзяне (к геохимии соды). — «Почвоведение», 1961 б, № 5, с. 1—2.

Ежов Ю. А. Основные черты вертикальной гидрохимической зональности земной коры. Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого. Ежегодник. Свердловск 1971, с. 100—101.

Жаворонкина Т. К. Анализ химического состава атмосферных осадков с точки арения климатологии. — «Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР», 1959, № 15, с. 136—145 с ил.

Жаворонкина Т. К., Дмитриева А. А. Распределение концентрации хлора в атмосферных осадках над материком.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1958, № 3, с. 330—336 с ил.

Зайцев И. К. О формировании природных вод, содержащих хлориды кальция. — В кн.: Материалы научного совещания по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 61—63.

Зверев В. П. Химический состав атмосферных осадков Черноморского побережья Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 5, с. 1158—1161.

Зеленкевич А. А. Основные закономерности распространения и формирования подземных вод крайнего Северо-Востока СССР. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1966, 23 с. (ВСЕГИНГЕО).

Зенкевич Л. Богатства океанов.— «Наука и жизнь», 1967, № 3, с. 110—114.

Иванов П. В. Значение биологических факторов в выветривании пород и минералов. — В кн.: Биохимия зоны гипергенеза. М., «Наука», 1971, с. 30—50 с ил.

Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 13. М., Госгеолиздат, 1950, с. 6—22.

Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., «Наука», 1968, с. 20—69.

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1949, т. VI, с. 5—21 с ил.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 7—26.

Канченко Л. Н. Основное направление метаморфизации подземных рассолов — накопление кальция. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 141—142.

Кравцов К. П., Козлов А. Г. Роль атмосферных осадков в формировании химического состава грунтовых вод. — В кн.: Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Тюмень, 1967, с. 66.

Карцев А. А. Некоторые вопросы генезиса хлоридных подземных вод и рассолов.— В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 140—141.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972, 280 с. с ил.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О влиянии повышенных температур на формирование ионного и газового состава глубинных хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 115—120.

Климочкин В. В. К вопросу о влиянии атмосферы на формирование химического состава подземных вод Западного Забайкалья. —В кн.: Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. IV. Иркутск, 1961. с. 51—57.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М. —Л., Изд-во АН СССР. Т. I, 1946, 573 с. с ил.; т. II, 1947, 375 с. с ил.; 4 л. вкл.

Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954, 152 с.; 2 л. вкл.

Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959, 456 с. с ил.; 9 л. вкл.

Козин А. Н. Ведущая роль летучих кислых фракций магматических процессов в формировании хлор-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 145—147.

Колодий В. В. К гидрохимии мезозойских отложений Каракумской платформы. — «Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук». 1963, № 1, с. 101—107.

Колодий В. В., Куделький А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев. «Наукова думка», 201 с. с ил.

Колодяжная А. А. Атмосферные осадки как источник поступления водорастворимых солей на сушу. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1961, т. XXXVI, с. 58—64.

Колодлжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. М., Изд-во АН СССР, 1963, 167 с. с ил.

Конопляницев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. М., Госгеолтехиздат, 1963, 231 с. с ил.; 2 л. вкл.

Корценштейн В. Н. К проблеме анализа гидрогеологических условий глубоких водоносных горизонтов. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 28—32.

Краснщева В. В., Пиннекер Е. В., Кортунова В. В. Поровые растворы нижнекембрийских рассолоносных толщ Иркутского амфитеатра. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 97—106.

Красовский В. Космическое предместье Земли. — «Наука и жизнь», 1967, № 3, с. 43—47.

Кругликов Н. М. Гидрогеологические и газогидрохимические особенности Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с условиями формирования подземных вод и вопросами нефтегазоносности. — В кн.: Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Владивосток, 1964, с. 90—91.

Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, «Наука», Сибирское отделение, 1971, 219 с.

Курбанмурадов А. Глубокие воды Юго-Западной Туркмении и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Ашхабад. Изд-во АН Турк. ССР, 1963, 145 с. с ил.

Лапге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. — «Материалы к познанию геологического строения СССР, МОИП, Новая сер.», 1947, т. 8, № 12, с. 3—65 с ил.; 1 л. вкл.

Лебедев В. И. Седиментационно-диагенетическая теория образования хлоридных кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-патриевых вод. М., 1968, с. 48—60.

Ли Чан-сун, Сюй Чжи-сун. Рельеф и подземные воды средней части плато Внутренней Монголии. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 6, с. 8—11 с ил.

Ли Чан-сун. Первое исследование гидрогеологических условий восточной части плато Внутренней Монголии. — «Дичжи кэцэн цинбао», 1960, № 3, с. 1—6.

Личков Б. Л. Формирование подземных вод и единство природных вод. — Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 27—33.

Ломтадзе В. Д. Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. — Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 179—180.

Макаренко Ф. А. Некоторые общие вопросы учения о зональности подземных вод. — Трубды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 211—227.

Максимов Г. И. Формирование подземных хлор-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-патриевых вод. М., 1968, с. 149—151.

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, 451 с. с ил.

Маринов Н. А. Формирование подземных вод в артезианских бассейнах Центральной Азии. — «Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР», 1970, т. VI, вып. 1, с. 3—20 с ил.; 1 л. вкл.

Мина В. Н. Выщелачивание некоторых веществ атмосферными осадками из древесных растений и его значение в биологическом круговороте. — «Почвоведение», 1965, № 6, с. 7—17.

Михайлов С. В. Мировой океан. — «Природа», 1963, № 1, с. 35—43.

Мурзаев Э. М. Северо-Восточный Китай. М., Изд-во АН СССР, 1955, 252 с. с ил.; 1 л. вкл.

Нгуен Ван Тук. Подземные воды равнины Бакбо Северного Вьетнама и перспективы их использования для водоснабжения. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, 1972, 23 с. (Моск. геологоразв. ин-т).

Нгуен Тхыонг Хунг. Основные черты гидрогеологических условий Северного Вьетнама. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1968, № 11, с. 93—100 с ил.

Овдиенко И. Х. Внутренняя Монголия. М., Географгиз, 1954, 168 с. с ил.; 2 л. вкл.

Овчинников А. М., Мавринский Б. Ф. Некоторые замечания о процессах формирования подземных вод и «гравитационной гипотезе» К. В. Филатова. — «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1960, № 2, с. 119—124.

Огильви Н. А. К вопросу о методике расчета равновесного состава подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 160—178.

Органическое вещество и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. М., Гостоптехиздат, 1962, 295 с. Авт.: М. Е. Альтовский, Е. Л. Быкова, З. И. Кузнецова, В. М. Швец.

Пенской И. К. Вопросы мелиорации засоленных земель Синьцзяна. В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 173—194.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966, с. 332 с ил.

Писарский Б. П. Особенности формирования подземных вод в Прибайкальской части Хамар-Дабана. — В кн.: Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. I. Иркутск, 1962, с. 148—154 с ил.

Питьева К. Е. Основы региональной геохимии подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1969, 213 с. с ил.; 1 л. вкл.

Позднияков Л. А. Опыт исследования химического состава осадков в зависимости от метеорологических факторов.— «Журнал опытной агрономии», 1904, № 5, с. 736—743.

Пономарев В. М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960,200 с., с ил.

Посохов Е. В. О происхождении хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 82—87.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 334 с. с ил.

Процессы соленакопления на равнинах Таримской впадины. — В кн.: Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 154—202 с ил. Авт.: В. В. Егоров, Г. В. Захарьина, А. А. Кизилова, О. А. Шелякина.

Пустовалова Г. И., Учителева Л. Г. О генезисе «щелочных» соленых и слабо рассольных вод артезианских бассейнов (на примере Западной Сибири, Предкавказья, Апшерона и Куринской впадины). — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 74—76.

Пушкина З. В. Поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых глинистых отложений в разрезе скв. 8в, 8а, 4 (Южный Каспий). Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, М., 1964, 19 с. (Геол. ин-т АН СССР).

Распопов М. П. Гидрогеология и гидрогеохимия Прикаспийской впадины (Прикаспийского сложного артезианского бассейна). Доклад по совокупности выполненных и опубликованных работ, представленных на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук, Л, 1969, 50 с. (ВСЕГЕИ).

Рубейкин В. З. Химический состав атмосферных осадков Азии и их роль в формировании состава подземных вод. — В кн.: Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Тюмень, 1967, с. 65—66.

Русанов Б. Д. Материалы к обзору региональных гидрогеологических условий Китая. Пекин, Изд-во Мин-ва геологии КНР, 1956, 58 с. с ил.

Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1963, 115 с, с ил.

Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 9, с. 72—80.

Свиридова И. К. Результаты изучения вымывания азота и зольных элементов дождевыми осадками из крон древесных пород. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 3, с. 706—708.

Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли (ядра конденсации). Л., Гидрометеоиздат, 1966, 176 с. с ил.

Силин-Бекчурин А. И. Зональные и азональные процессы формирования подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 181—186.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 268 с. с ил.; 2 л. вкл.

Смирнов С. И. Влияние поля силы тяжести Земли на гидрогеохимические поля седиментационных бассейнов. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. XIII, № 6, с. 115—121.

Смирнов С. И. Геохимическая история седиментационных вод морского генезиса. «Советская геология», 1968, № 11, с. 96—111 с ил.

Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971, 216 с. с ил.

Степанов В. М. Некоторые вопросы формирования подземных вод Забайкалья.— «Труды Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. Сер. геол.», 1958, вып. 15, с. 83—90.

Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. Ч. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948, 108 с. с ил.

Султанходжаев А. Н. Особенности распространения и закономерности формирования подземных вод Ферганского артезианского бассейна. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Ташкент, 1970, 40 с. (Ин-т гидрогеол. и инж. геол.).

Сухарев Г. М. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1971, 301 с. с ил.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962, 246 с.; 2 л. табл.

Тагеева Н. В. Формирование и история хлоридно-кальциевых рассолов стратисферы. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натривых вод. М., 1968, с. 102—114.

Тарасов В. М. О формировании высококонцентрированных рассолов Туркмении и Прикаспийской низменности. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 64—65.

Толстихин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод (на примере СССР). — «Зап. Ленинградского горного ин-та», 1953, т. XXIV, вып. 2, с. 200—207 с ил.

Толстихин Н. И. О климатической зональности артезианских вод. — В кн.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 18—25.

Толстой М. П. О подземных водах морского происхождения. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XVI, с. 78—81.

Тютюнов И. А. Введение в теорию формирования мерзлых пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, 108 с. с ил.

Филатов К. В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий. — «Материалы к познанию геологического строения СССР, МОИП, Новая сер.», 1947, т. 8, № 12, с. 66—99; 2 л. вкл.

Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956, 208 с. с ил.; 6 л. вкл.

Филатов К. В. Особенности химического состава подземных вод Алтайского края и их связь с поверхностными водами. М., Изд-во АН СССР, 1961а, 50 с. с ил.; 3 л. вкл.

Филатов К. В. Силикатные воды и их место в горизонтальной гидрохимической зональности. — «Докл. АН СССР», 1961б, т. 138, № 3, с. 663—666 с ил.

Филатов К. В. Вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод и происхождение хлор-кальциевых рассолов. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 96—101.

Хасанов В. С. Условия формирования химического состава подземных вод Голодной степи. Ташкент, «Фан», 1968, 94 с. с ил.

Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1964, 209 с. с ил. Авт.: В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Свистов.

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1968, 216 с. с ил.

Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. О нижних пределах применимости закона Дарси и скоростях движения подземных вод глубоких горизонтов. В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 15—18.

Чистотинова Л. Т. Химический состав атмосферных осадков некоторых районов Центральной Якутии. — В кн.: Вопросы географии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1963, с. 43—48.

Чу Шао-тан. География Нового Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1953, 368 л. с пл.; 1 л. вкл.

Шагоянц С. А. Природа формирования хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М., 1968, с. 168—171.

Шварцев С. Л. Схема классификации подземных вод районов с развитием многолетнемерзлых пород. В кн.: Материалы четвертого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964, с. 23.

Шварцев С. Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи). — «Геохимия», 1972, № 1, с. 100—108.

Швец В. М. Органические вещества подземных вод. Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. М., 1972, 51 с. (ВСЕГИНГЕО).

«Шуйвань дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 4б, с. 6—8.

Щербаков А. В. Основные закономерности распределения и формирования подземных минерализованных вод в Западной Туркмении. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 14. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 22—35 с пл.

Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965, 424 с. с ил.

Ярцев Н. А. Некоторые особенности распространения и формирования рассолов в Криворожском железорудном бассейне. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. М., 1968, с. 62—63.

Arad A., Michaeli A. Hydrogeological investigations in western catchment of the Dead Sea. — «Israel Journ. Earth—Sci.», 1967, vol. 16, N 4, p. 181—197, w. il. a. tabl.

Begemann F. The tritum content of hot springs in some geotermal areas. Nuclear geology on geothermal areas. Laboratorio di geologia nucleare, Pisa, 1963, 55 p.

Brierly W. Atmosphere Sea-Salts Desigh Criteria Areas. — «Jorn. Environmental Sci.», 1965, N 5, p. 15—23 w. il.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, Nuclear geology on geothermal areas. Laboratorio di geologia nucleare, Pisa, 1963, 17 p.

Gorham E. On some factores affecting the chemical composition of Swedish fresh waters. — «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, vol. 7, N 3/4, p. 231—239.

Rubey W. W. Geologic history of sea water. The origin and evolution of atmospheres and oceans. (Pepin R. O., Brancazio P. I., Cameron A. G. W., editors), Wiley, New York, 1964.

Tamm C. O. Growth, yield and nutrition in carpets of a forest mass (Hylocomium Splendens). — «Medd. Statens Skogsforskn inst.», 1953, vol. 43, N 1, p. 184—188.

Theodorsson P. Natural tritium in groundwater studies. — In: Isotopes in Hydrology. Proceedings of a Symposium IAEA, Vienna, 1967, 371 p.

Формирование подземных вод в зонах разрывных дислокаций

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., «Наука», 1964, 304 с. с ил.; 1 л. вкл.

Зорькин Л. М. Региональные закономерности газонасыщения пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. — «Советская геология», 1969, № 2, с. 87—95 с ил.

Климов Г. И. О вертикальной гидрохимической зональности в кристаллических породах Алданского щита. В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, книжное изд-во, 1972, с. 133—145.

Колодий В. В., Куделький А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, «Наукова думка», 1972, 201 с. с ил.

Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968, 120 с. с ил.; 2 л. вкл.

Маринов Б. Н., Маринов Н. А. Вертикальная зональность химического состава подземных вод горных массивов Восточной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 434—437.

Принц Е., Кампе Р. Гидрогеология. Т. II, источники. М., Сельхозгиз, 1937, 312 с. с ил.

Справочник по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина и А. М. Парфенова. М., «Недра», 1970, 582 с.

Формирование и закономерности распространения естественных ресурсов пресных подземных вод

Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., «Наука», 1964, 304 с. с ил.; 1 л. вкл.

Волынов А. М. Использование земельно-водных ресурсов бассейнов Евфрата и Тигра в пределах Ирака. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 39—45.

Гаврилейко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев, «Наукова думка», 1971, 272 с. с ил.; 2 л. вкл.

Герарди И. А. Использование водных и земельных ресурсов бассейна Евфрата. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 21—38.

Ежов Г. П. Водные ресурсы Афганистана и их хозяйственное использование. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 73—96 с ил.

Естественные запасы подземных вод Средней Азии и основные закономерности их формирования, распространения и разгрузки. — В кн : Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Вып. II. Ташкент, «Фан», 1970, с. 3—42 с ил. Авт.: С. Ш. Мирзаев, В. В. Овчинников, Ю. П. Гущина, И. В. Лыкова.

Зайчиков В. Т. Природное районирование Зарубежной Азии для изучения и оценок земель. — В кн.: Водные ресурсы и водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1967, с. 3—33 с ил.

Зайчиков В. Т. Водообеспеченность и развитие сельского хозяйства стран Зарубежной Азии. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 6—20.

Запарий М. П. Использование в Индии подземных вод для орошения. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 141—144.

Иванов А. Т. Подземные воды Монгольской Народной Республики. — «Труды Лаб. гидрогеологических проблем АН СССР», 1958, т. XIX, 134 с. с ил.

Климочкин В. В. Процессы конденсации в формировании подземных вод в Западном Забайкалье. — В кн.: «Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. III. Иркутск, 1959, с. 54—68.

Каляда М. Н. Оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод артезианских бассейнов Восточной Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 287—293 с ил.

Костяков А. Н. Основы мелиорации. М. — Л., Гос. изд-во колхозной и совхозной литературы, 1933, 887 с. с ил.

Кузнецов Н. Т. Некоторые черты гидрологии китайской части Тянь-Шаня. В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 91—106 с ил.

Кузнецов Н. Т. Речной сток на территории Центральной Азии. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1968, № 4, с. 83—89 с ил.

Кунин В. Н. О подземных водах подгорных равнин в пределах Синьцзяна. — В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 132—150 с ил.

Львович М. И. Перспективы использования и охраны водных ресурсов мира. — В кн.: Бюлл. по водному хозяйству, № 3. М., Изд-во Секретариата СЭВ, 1968, с. 19—31.

Маккавеев А. А. Гидрогеологические наблюдения в котловине Вайшинту Гобийского Алтая. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Сб. статей, № 2. М., Изд-во ВИМС, 1936, с. 53—66.

Марипов Н. А., Рубейкин В. З., Ткаченко Р. И. О формировании и распространении естественных ресурсов пресных подземных вод Азиатского материка. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, т. XVII, № 1, с. 108—120; 1 л. вкл.

Махнев Ю. В. Естественные ресурсы пресных подземных вод первого гидрогеологического комплекса Западно-Сибирского артезианского бассейна. — В кн.: Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Тюмень, 1967, с. 200—201.

Обидин Н. И. Ресурсы и режим подземных вод Лено-Енисейского междуречья севернее Полярного круга. — В кн.: Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Тюмень, 1967, с. 214—215.

Освоение и использование районов озерных впадин пустыни. «Чжунго яньцзю», 1962, т. 3, с. 44—59 с ил. Авт.: Чжи Би-жень, Ху-Кэ-цинь, Хуан Инь-шао и другие.

Подземный сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. М., Изд-во МГУ, 1966, 303 с. с ил.; 2 л. вкл.

Поляркин В. А. Водохозяйственные проблемы земледелия Восточного Пакистана. Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 116—126 с ил.

Соловьева Г. В. Естественные ресурсы подземных вод Северо-Востока СССР и связь их с зонами новейших тектонических движений. — В кн.: Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Тюмень, 1967, с. 217—219.

Струмилин С. Г. Естественноисторическое районирование СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР. Т. 1. 1947, 374 с. с ил.; 1 л. вкл.

Трофимук П. И. Прогнозная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод и обеспеченность ими городов Иркутской области. — В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 303—311.

Фамилли А. А. Проблемы ирригации в Иране. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 69—72.

Федосеев И. А. Развитие знаний о происхождении, количестве и круговороте воды на Земле. М., «Наука», 1967, 135 с. с ил.; 1 л. вкл.

Цаплин Ф. С. Водные ресурсы МНР и их использование в сельском хозяйстве. — В кн.: Водохозяйственные проблемы стран Азии. М., «Наука», 1969, с. 131—140.

Минеральные и термальные воды

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. Труды второго Всесоюзн. вулканолог. совещания, т. 1. М., «Наука», 1966, с. 118—128 с табл. и схем.

Богатков Н. М. Гидрогеотермическое районирование Приамурья. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 69—80; 1 л. вкл.

Богородицкий К. Ф. Высокотермальные воды СССР. М., «Наука», 1968, 166 с. с ил.

Борзасеков В. Ф. Геотермические условия и термальные воды Центральной и Восточной Туркмении. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 207—216 с ил.

Гидрогеология СССР. Т. XXIV. Остров Сахалин. Под ред. Е. Г. Чаповского и О. В. Равдоникас. М., «Недра», 1972, 343 с. с ил.; 3 л. вкл.

Гидрогеохимическая карта западной части Средней Азии масштаба 1 : 1 500 000 с объяснительной запиской. Под ред. Б. Б. Митгарц. М., «Недра», 1965.

Гидрохимическая карта СССР масштаба 1 : 7 500 000. Под ред. И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина. Л., Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1966.

Гольдтман В. Г. К вопросу о формировании береговых терм Северо-Востока СССР. — В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967, с. 74—80 с ил.

Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Иджен (Индонезия). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 5, с. 32—45 с ил.

Зеленов К. К., Ткаченко Р. И. Термальные источники Чпатер (Центральная Ява) и их осадки. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 3, с. 29—36 с ил.

Иванов В. В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 63—76 с ил.

Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., изд. Мин-ва здравоохранения СССР, 1960, с. 171—262 с ил.; 1 л. вкл. и 1 цв. карта.

Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 7 500 000. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Караванов К. П. Основные закономерности распространения и формирования подземных вод Амуро-Зейского артезианского бассейна и обрамляющих его горных хребтов. Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М., 1967, 22 с. (ВСЕГИНГЕО).

Карта минеральных лечебных вод СССР масштаба 1 : 4 000 000. Гл. ред. В. В. Иванов. М., НРКЧ ГУГК ГГК СССР, 1968.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О влиянии повышенных температур на формирование ионного и газового состава глубинных хлоридных натриево-кальциевых вод. — В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 115—120.

Ломоносов И. С. Мерзлотно-гидрогеотермические условия и перспективы использования термальных вод Якутского артезианского бассейна. — В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., «Наука», с. 58—69 с ил.; 1 л. вкл.

Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., «Наука», 1968, 120 с. с ил.; 2 л. вкл.

Макаренко Ф. А., Кононов В. И. Геотермальные ресурсы СССР. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1970, вып. 218, с. 199—211 с ил.

Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Геотемпературное поле на территории СССР. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968, с. 43—48 с табл. ; 1 л. карт.

Маринов Б. Н., Мирзод Х. Минеральные источники Северного Афганистана. «Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.», 1969, № 11, с. 94—100 с ил.

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, 451 с. с ил.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959, 303 с. с ил.; 1 л. вкл. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 16).

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, 172 с. с ил.

Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., изд. Мин-ва здравоохранения СССР, 1960, с. 12—36 с ил. и табл.

Первольф Ю. В. Кислые озера Японии. — «Природа», 1944, № 1, с. 69—71.

Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука», 1966, 180 с. с ил.

Смирнов Я. Б. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 182—184 с табл.

Соколовский Л. Г., Шабердыев С. Н. Перспективы поисков термальных вод в Туркменской ССР. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 216—219 с ил.

Сэ Чжао-фань, Ань Кэ-ту, Тан Чи-чан. Минеральные воды восточной части провинции Хэбэй. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 3, с. 133—171 с ил.

Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. — В кн.: Современный вулканизм. Труды второго Всесоюзн. вулканолог. совещания, т. 1. М., «Наука», 1966, с. 168—174 с ил.

Ткаченко Р. И., Кононов В. И. О формировании береговых терм Азии. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968, с. 86.

Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 78—100 с ил. и табл.

Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 9—48 с ил. и табл.

Фомичев М. М. Минеральные воды Северной Кореи. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1960, т. XXXV, № 2, с. 125—131 с ил.

Хлопин В. Г. Борнокислые источники Карсской области и Северо-Западной Персии в физико-химическом и промышленном отношении. — В кн.: Материалы Урмийской экспедиции 1916 г. т. II., Научн.хим.-техн. изд-во, 1923, 109 с.

Хлопин В. Г. Бор. — В кн.: Нерудные ископаемые. Т. I. Л., изд. Пост. Комиссии по изучению естественных производительных сил СССР при Академии Наук (КЕПС), 1926, 550 с.

Чжан Хун-чжао. Термальные источники Китая. Пекин, «Дичжи чубаньша», 1956, 106 с.; 1 л. вкл.

Якушева А. Ф. К вопросу о формировании некоторых термальных источников в Сычуаньской котловине (КНР). — «Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки», 1958, № 1, с. 222—225 с ил.

Ando T. On the Sessho-gawara Geotchermal region in Gumma prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1957, vol. 8, № 3, p. 131—137 w. il.

Ando T. Ground Water and Hot Springs in the Sambei Volcanic Area, Shimane prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1959, vol. 10, № 9, p. 49—63 w. il.

Ando T., Watanabe K. On the Matsukava Geothermal District in Iwate prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1957, vol. 8, № 10, p. 29—32 w. il.

Autret M. Les sources termales et minerales du Tonkin. — «Bull. Econ. d'Indochine», 1941, vol. 44, fas. 2, p. 93—140, a. il.

Bemmelen R. W. van. The Geology of the Indonesia. Vol. II, Economic Geology. The Hague, 1949, 265 p. w. il., 1 pl., a. 1 map.

Bredillet M., Fontaine H., Richard C. Inventaire des sources thermales et minerales du Viet-Nam du Sud. Les possibilites d'un thermalisme au Viet-Nam méridional. — «Ann. Pharmas. franc», 1958, vol. 16, № 4, p. 246—251 a. il.

Geology and hot springs of Takinoue geothermal area Iwate prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1960, vol. 11, № 2, p. 1—6 w. il. Aut.: H. Nakamura, T. Ando, K. Sumi, T. Suzuki.

Ikeda N. Chemical studies on the hot springs of Nasu (Tochigi prefecture). — «Journ. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec.», 1954, vol. 75, № 4, p. 362—371.

Iwasaki J. Geochemical investigations of heysers in Japan. — «Bull. Tokyo Inst. Techn.», 1962, № 46, p. 1—60 w. il.

Iwasaki J., Ozawa T., Yoshida M. Differentiation of Volcanic Emanations around the Boiling Point of Water in Geothermal Regions in Japan. — «Bull. Volcanol.», 1966, T. XXIX, B. V, p. 517—527 w. il.

Kawakami H., Koga A., Nozaki H. Chemical studies on the hot springs of Beppu. — «Journ. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec.», 1958, vol. 79, № 11, p. 1276—1287.

Kimura K. On the utilization of hot springs in Japan. — In: Proc. of the 7th Pac. Sci. Cong., Vol. II. Wellington, 1953, p. 500—504.

Kimura K., Vokogama V., Ikeda N. Geochemical studies on the minor constituents in mineral springs of Japan — In: Mém. Assamblee Gen. de Rome Internat. Assos. Hydrolog. Sci. T. II. 1954, p. 200—210.

Kozu T., Suga M. Chemical studies in the hot springs of Dogo. — «Journ. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec.», 1954, vol. 75, № 12, p. 1233—1235.

Lazut A. F. Hot springs in Djawa and Madura. Bandung, 1944, 85 p. w. map.

Messini M., Di Lolle G. C. Acque Minerali Del Mondo. Roma, 1957, 512 p. w. il.

Mutoo S. Geochemical studies of boron. IX. On the mineral springs of high boron content. — «Journ. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec.», 1954, vol. 75, № 4, p. 407—410 w. 5 tabl.

Nakamura H. The regional properties of hot springs in Japan. I. Hot springs of Quarternary volcanic areas. — «Journ. Geogr.», 1958, vol. 67, № 3, p. 113—126 w. il.

Nakamura H. Geothermal conditions in the Onicobe basin, Miyagi prefecture, Japan. — «Journ. Japan. Assoc. Miner. Petrol. and Econom. Geol.», 1959, vol. 43, № 3, p. 158—166 w. il.

Nakamura H., Hirukawa T. Geology and hot springs in the Manza thermal area, Gumma prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1957, vol. 8, № 1, p. 1—14 w. il.

Nakamura H., Maeda K. Thermal saline water in Japan. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1958, vol. 9, № 6, p. 41—50 w. il.

Nakamura H., Maeda K. Geology and thermal waters of Narugo, Kawatabi and Nakayamadaire geothermal areas, Miyagi prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1959a, vol. 10, № 3, p. 61—70 w. il.

Nakamura H., Maeda K. Geology and thermal waters of Owani and Ikarigaseki hot springs areas, Aomori prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1959b, vol. 10, № 4, p. 63—70 w. il.

Nakamura H., Maeda K. Thermal waters and hydrothermal activities in Arima Hot spring area, Hyogo prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1961, vol. 12, № 7, p. 1—9 w. il.

Nakamura H., Maeda K., Suzuki T. On the hot springs in the southers and contral parts of the Kii peninsula. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1958, vol. 9, № 5, p. 57—80 w. il.

Nakamura H., Sumi K. Geothermal investigations of Matsukawa hot spring area, Iwate prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1961, vol. 12, № 2, p. 1—12 w. il.

Nakamura H., Suzuki T. Geology and hot springs of Asama geothermal area, Nagano prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1957, vol. 8, № 2, p. 1—11 w. il.

Nakamura H., Yanagihara C., Takagi S. The third drilling for geothermal investigations in the Onicobe basin, Miyagi prefecture. — «Bull. Geol. Surv. Japan», 1961, vol. 12, № 7, p. 11—14 w. il.

Neumann P. van. Cataloque of the active volcanoes of the world. Part I, Indonesia. Napoli, 1951, 271 p. w. il.; 3 pl.

Neumann P. van. Cataloque of the active volcanoes of the world. Part II, Philippine islands and Cochin China. Napoli, 1953, 49 p. w. il. a. map.

Noguchi T. Exploration of Otake Steam Field. — «Bull. Volcanol», 1966, T. XXIX, B. V, p. 529—543 w. il.

Saito M. The ore deposit of Gumma iron mine: a typical example of the jarosite occurrences found in Japan. In: Proc. of the 7 th Pac. Sci. Cong., Vol. II. Wellington, 1953, p. 226—229.

Sato K. On the geology and the hot springs of the Awazu spa, Kaga, Japan. On the hot springs of Ishikawa prefecture. — «Journ. Geol. Soc. Japan», 1959a, vol. 65, № 771, p. 740—749 w. il. a. tabl.

Sato K. On the geology and hot springs in the neighbourhood of the Shuzenji spa, Izu, Japan. — «Journ. Geol. Soc. Japan», 1959b, vol. 65, № 762, p. 154—164 w. il.

Sato K. On the Types of Japanese volcanic thermal waters. — «Japan. Journ. Geol. and Geogr.», 1961, vol. 32, № 2, p. 293—315 w. il.

Sresthaputra V. Hot springs. — «Bull. U. S. Geol. Surv.», 1952, № 984, p. 171—175; 5. pl. a. 4 tabl.

Volcanic Gases in Japan. — «Bull. Tokyo Inst. Techn.», 1962, № 47, p. 1—54 w. il. Aut: J. Iwasaki, T. Ozawa, M. Yoshida, T. Katsura, B. Iwasaki, M. Kamada, M. Hirayama.

Wang Tiao-hsin, Lin Yuan-tsun. The analysis and study of hot spring water in Foochow. — «Amer. Journ. Sci.», 1940, vol. 238, № 11, p. 799—804 w. il.; 1 pl. a. tabl.

Waring G. Thermal springs of the United States and other countries of the world. A sammary. Washington, 1965, 383 p. w. il. (U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 492).

White D. E. Magmatic, connate and metamorphic waters. — «Bull. Geol. Soc. Amer», 1957, vol. 68, № 12, pt 1, p. 1659—1682 w. il.

К главе IV

Васильевский М. М. Схема основного гидрогеологического районирования Европейской части СССР. — «Советская геология», 1938, № 8—9, с. 9—18; 1 л. вкл.

Врублевский М. И. Особенности динамики артезианских вод в бассейнах молодых складчатых областей. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 174—176.

Всеволожский В. А. К вопросу о формировании гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформ. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 48—51.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. — «Труды ВСЕГЕИ», 1963, т. 101 с. 5—35.

Зайцев И. К., Тарасов В. М. Основные идеи в области гидродинамики артезианских бассейнов и их анализ. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 4—8.

Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 223 с.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963, 353 с.

Кейльгак К. Подземные воды. М. — Л. ОНТИ НКТП СССР, гл. редакция геол.-развед. и геодез. литературы, 1935, 494 с. с пл.; 3 л. вкл.

Кепесарин Н. А., Султанходжаев А. Н. К вопросу о расчленении и классификации артезианских бассейнов Средней Азии. — «Узбекский геол. журнал», 1963, № 2, с. 20—28.

Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, «Наукова думка», 1972а, 201 с.

Колодий В. В., Кудельский А. В. О динамике подземных вод глубоких горизонтов осадочных бассейнов. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972б, с. 43—45.

Корценштейн В. Н. К проблеме анализа гидрогеологических условий глубоких водоносных горизонтов. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 28—32.

Крылов М. М. Краткий обзор подземных вод Китая. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1958, 62 с. с пл.

Максимович Г. А. Источники пресной воды на дне морей. — «Природа», 1956, № 4, с. 89—91.

Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965, 598 с. с ил.; 2 л. вкл.; Авт.: И. О. Брод, В. Г. Васильев, И. В. Высоцкий, К. Н. Кравченко, В. Г. Левинсон, М. С. Львов, В. Г. Олешин, Б. А. Соколов.

Овчинников А. М. Схема гидрогеологического районирования СССР. — В кн.: Труды 3-го Всесоюзн. гидролог. съезда, т. 9, Л., Гидрометеоиздат, 1959, с. 233—240.

Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 106—109.

Проблема подземного стока в моря. — «Советская геология», 1971, № 1, с. 72—80. Авт.: Б. И. Куделин, И. С. Зекцер, А. В. Месхетели, С. А. Бруевич.

Структуры гидрогеологических бассейнов и их гидродинамика. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 45—48. Авт.: М. И. Суббота, Я. А. Ходжакулиев, А. Ф. Романюк, В. Ф. Клейменов.

Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР. — «Советская геология», 1939, т. 9, № 7, с. 20—36, с карт. Авт.: М. М. Васильевский, П. В. Борсук, Н. А. Ревунова, Е. Н. Шешерова.

Толстихин Н. И. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. — В кн.: Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 1. Иркутск, Изд-во АН СССР, 1959, с. 24—32.

Цзи Чуань-хао. Предварительные соображения о принципах районирования артезианских вод в Китае. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1960, № 3, с. 4—6.

Чань Мын-сюн, Суп Чан-жень, Цзи Чуань-хао. Классификация артезианских бассейнов КНР и их распространение. — «Шуйвэнь дичжи гунчэн дичжи», 1959, № 7, с. 16—21.

Шельфы, состояние проблемы и перспективы изучения. Л., 1969, 130 с. (Географическое об-во СССР).

Щелкачев В. Н., Пыхачев Г. Б. Интерференция скважин и теория пластовых водонапорных систем. Баку, Аз. ГОНТИ, 1939, 288 с.

Corwin G., Bradley E. Sea Botton tapped for fresh water. — «Under sea Technology», 1966, vol. 7, № 1, p. 59—60 (U. S. Geol. Surv.).

Mc Master R. L., Ashraf A. Subbotom basement drainage system of inner continental shelf off Southern New England. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, vol. 84, № 1, p. 187—190.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агусан-Давао, арт. бас. 382—384
Аданский арт. бас. 72, 83—85, 459, 460
Аданская впадина (краевой прогиб) 83, 84, 85
Аденский арт. бас. 255, 257
Аденский грабен 255, 257—258
Аденское поднятие 244, 255
Азрак, вади 96
Аккыр, поднятие 115
Актау, горы 114, 125
Актумсыкское поднятие 113, 114
Актюбинское Приуралье 102
Алазейское поднятие 56
Алакольская впадина 184, 185, 513
Алакольский арт. бас. 179, 184—186
Алашань, хр. 323
Алашань, равнина (пустыня) 191
Алданская синеклиза 36
Алданский щит 34, 35, 51, 447, 454
Аллеское поднятие 240
Аллюпская антиклиналь 33, 34
Алма-Атинская впадина 184, 186, 188, 189
Адтай, горы 9, 11, 12, 15, 17, 18, 19, 21, 23, 24
Алтынтаг 191, 206, 210, 218, 463, 464
Амик, впадина 92
Аммуд, вади 96
Апабарский массив 30, 31
Анадырская впадина 303
Анадырский арт. бас. 302—303, 405, 408, 475
Анадырский гидрогеол. р-н 302—303
Ангаро-Ленский арт. бас. 28, 33, 38—43, 410, 435, 439, 458, 508
Ангаро-Чонский прогиб 33
Андаманский субмаршпный арт. бас. 301—302
Ансария, хр. 87, 88, 89, 90
Антальский арт. бас. 72, 81—83, 460, 529
Антиливан, хр. 240
Аравали, хр. 260, 273
Аравийская платформа (плита) 83, 238, 239, 243, 244, 507, 509
Аравийский арт. бас. 238, 243—254, 410, 412, 474, 509, 521
Аравийский субмаршпный арт. бас. 301—302
Аравийско-Месопотамский гидрогеол. р-н 238—254, 404, 428, 474
Аракан-Йома, хр. 294, 296
Аральский субмаршпный арт. бас. 151, 154—155, 418
Араратская впадина 144, 145
Араратско-Нахичеванский арт. бас. 142—145, 410, 412
Арбагарский арт. бас. 307—317
Аркагалинская впадина 55, 56
Армянское нагорье 142
Арцагапнурский арт. бас. 191, 231
Ассакеауданский прогиб 121, 122
Ассам, штат 280, 281
Ассамская впадина 273, 413
Аче, арт. бас. 386—387

Баграшкёльский арт. бас. 191, 214—215
Байкальский арт. бас. 58—64, 405, 407, 418, 459, 522
Бактрийская впадина (равнина) 129, 134
Балхашская впадина 179, 183, 513
Балхашский арт. бас. 179, 182—184, 409, 410, 522
Балыгычано-Сутойская впадина 55, 56
Бандский субмаршпный арт. бас. 395—397
Баргузинская впадина 59, 60, 61, 63, 407, 514
Барсакельмесский арт. бас. 106, 113—114, 511
Барсакельмесский прогиб (впадина) 113, 114
Барунхурайская впадина 205
Барунхурайский арт. бас. 191, 205—206, 472
Батина, равнина 259
Бека, впадина 92
Белуджистан 260, 261, 262
Бенгальская впадина 273, 509
Бенгальский субмаршпный арт. бас. 301—302, 529
Бенкулен, арт. бас. 386—387
Березовский прогиб 38
Бехрамабадская впадина 167
Бирманская впадина 294, 295, 297
Бирманский арт. бас. 294—299, 408
Биша, вади 244, 251
Большой Балхан, хр. 122, 123, 147, 148, 150, 471
Большой Кавказ, горы 70, 71, 142, 143
Большой Качский Ранн, солончак 265
Большой Нефуд, впадина (пустыня) 238, 244, 251, 254
Большой Хинган, хр. 231, 232, 317, 336
Боргойская впадина 60, 61, 62, 63, 64
Борзинский арт. бас. 307—317

Борчжингептуйско-Цугуловский арт. бас. 307—317
Брагуй, хр. 259
Букачачинско-Зюльзинско-Оловский арт. бас. 307—317
Буреинский арт. бас. 307—317, 405, 409
Быррапга хр. 26, 28, 30
Бэйшань, горы 191, 206, 216, 224

Вади-Сирхан, впадина (вади) 238, 244, 246, 250
Вапский арт. бас. 156, 157—158, 472
Вахибская впадина 259
Вахшская впадина 129
Великая (Северо-) Китайская равнина 332, 333, 401
Верхне-Амударьинский арт. бас. 120, 129—141, 399, 414, 415, 472, 473
Верхне-Амударьинский прогиб 131
Верхне-Ангарская впадина 63
Верхне-Ганьцзяпский арт. бас. 340, 345—347
Верхне-Зейский арт. бас. 307—317
Верхне-Нарбадский арт. бас. 285, 286
Верхне-Оронгойская впадина 59, 60, 61
Верхне-Хилокская впадина 59, 60, 61
Верхне-Чарский арт. бас. 26, 48—51
Верхне-Челомджинская впадина 305
Вилюйская синеклиза 36, 37, 38, 508
Виндхья, горы 273, 284
Восточно-Вьетнамский гидрогеол. р-н 302, 359—360
Восточно-Гобийский арт. бас. 191, 229—231, 405, 408, 472, 474, 512
Восточно-Калимантанский арт. бас. 385—386
Восточно-Камчатский арт. бас. 361, 363, 415, 515
Восточно-Китайский субмаринный арт. бас. 395—397
Восточно-Куньлуньский гидрогеол. р-н 236
Восточно-Малаккский гидрогеол. р-н 302, 360
Восточно-Нальчанский арт. бас. 340, 345—347
Восточно-Сибирский арт. бас. 26, 28—43, 405, 507, 521, 527
Восточно-Сибирский гидрогеол. р-н 9, 26—54, 434, 458
Восточно-Средиземноморский гидрогеол. р-н 67, 85—99
Восточно-Тайваньский арт. бас. 377—381
Восточно-Уральский прогиб 10
Восточно-Хэньянский арт. бас. 340, 345—347
Восточно-Чуйская впадина 108
Восточно-Чуйский арт. бас. 110, 414, 415
Восточно-Яванский арт. бас. 388—391, 405, 409, 516
Восточные Гаты, горы 287, 288, 289, 290
Вэйхэйско-Фыньхэйский арт. бас. 323, 326—328, 409, 410

Гавханская впадина 165
Галилея, обл. 87, 89, 94
Гандисышаньский гидрогеол. р-н 236
Гангская равнина 272
Гангский гидрогеол. р-н 238, 272—287, 410, 413, 475, 522
Гангско-Брахмапутрийская низменность 276
Гашунская Гоби, равнина (пустыня) 191, 216
Гегамский хребет 143
Гермезпр, пустыня 238
Гималаи, горы 260, 261, 272, 273, 274, 275, 283, 284
Гиндукуш, горы 106, 129, 130, 175, 260
Гиссарская впадина 129
Гиссарский хребет 123, 127, 129, 130, 141
Гобийский Алтай, хр. 191, 194, 222, 461
Годаварский арт. бас. 287, 289
Голодная степь 114, 422, 427, 429
Гуанси-Гуйчжоуский арт. бас. 349—350, 509, 510
Гуджаратская равнина 284, 285
Гуджаратский арт. бас. 285, 286, 405, 408
Гуйцзяпский арт. бас. 349, 350—353
Гусиноозерская впадина 58, 59, 60, 61

Далайнорский арт. бас. 307—317, 410, 413, 512
Дапакильский арт. бас. 255, 257
Даралагезский хребет 143
Дариганское плато 230
Дархатский арт. бас. 26, 48—51
Дахаб, вади 255
Дашти—Марго, пустыня 175
Деканское плато 287, 290
Демавенд, влк. 146, 147, 159, 162, 490
Дехканабадский арт. бас. 120, 127
Дехна, пустыня 249
Деште-Кевпр, пустыня 168, 172, 428
Деште-Кевирская впадина 158, 160, 169, 171
Деште-Кевирский арт. бас. 159, 168—171, 473, 526
Деште-Лут, пустыня 172, 428
Деште-Лутская впадина 158, 173, 526
Деште-Лутский арт. бас. 159, 172—173, 474
Джагатай, хр. 169, 170
Джалалабадский оазис 263
Джангтанский гидрогеол. р-н 236
Джаргаланту-Нуру, хр. 194
Джаркентская впадина 186, 187, 188, 189
Джебель-Синджар, хр. 241
Джезказган-Сарысуйский арт. бас. 108
Джезмурпанская впадина 158, 173, 174
Джезмурпанский арт. бас. 159, 173—175
Джива, оазис 251
Джунгарская впадина (прогиб) 197, 467, 468, 513, 523
Джунгарский Алатау, хр. 179, 182, 183, 184, 185, 186, 196
Джунгарский арт. бас. 191, 196—205, 399, 410, 412, 428, 429, 472, 473, 474, 526
Дзунбаинский арт. бас. 229—231, 408
Дзурдзаульский арт. бас. 191, 232

Долина Озер, равнина 191, 194, 471
Долиноозерский арт. бас. 191, 194—195
Дульхуан, впадина 213
Душанбинский прогиб 131

Енисейский кряж 31
Ераванская впадина 49
Ераванский арт. бас. 26, 48—51

Жунгарский арт. бас. 349, 350—353

Загрос, горы 158, 238, 239, 240
Заилийский Алатау, хр. 186
Зайсанский арт. бас. 9, 21—23, 405, 406, 458
Западно-Гатский гидрогеол. р-н 238, 292—293
Западно-Иранский арт. бас. 158, 159—163, 407
Ирпан-Джайский подрайон 360, 391—392
Западно-Камчатский арт. бас. 361, 362—363, 415, 515
Западно-Куньлуньский гидрогеол. р-н 236
Западно-Малаккский гидрогеол. р-н 238, 300—301
Западно-Пакистанский прогиб 261, 514
Западно-Сибирская низменность 10, 20, 21, 401, 426
Западно-Сибирский арт. бас. 9—21, 399, 414, 417, 426, 428, 435, 454, 455, 458, 511, 520, 521, 523, 527, 528
Западно-Сибирский гидрогеол. р-н 9—28
Западно-Тайваньский арт. бас. 377—381
Западно-Туркменская впадина (низменность) 142, 147, 148, 150, 151, 436, 437, 438, 515
Западно-Туркменский арт. бас. 142, 147—151, 409, 435, 438, 520
Западно-Яванский арт. бас. 388—391
Западные Гаты, горы 287, 289, 290, 291
Западные Янги, хр. 51
Зейско-Буреинский арт. бас. 307—317, 405, 409, 418, 476, 512
Зеравшанский арт. бас. 120, 125—126, 473
Зондский субмаринный арт. бас. 395—397
Зырянская впадина 55, 56

Илийский арт. бас. 179, 186—189, 410, 412, 513
Илоило, арт. бас. 382—384
Индерагири-Рокан, арт. бас. 385—386
Индигирско-Колымский субмаринный арт. бас. 64—67
Индокитайский гидрогеол. р-н 302, 353—359
Индосинийский арт. бас. 353, 357—359
Индостанская (Индийская) платформа 260, 261, 273, 291, 507, 509
Индостанский гидрогеол. р-н 238, 287—291
Индская равнина 260
Индский гидрогеол. р-н 238, 260—272, 410, 413, 475, 522
Иравадийско-Салуинский гидрогеол. р-н 238, 294—300
Ирано-Афганский гидрогеол. р-н 100, 158—179, 404, 426, 428, 434, 452, 522
Иранское нагорье 146, 158, 160, 172, 173
Иркутский амфитеатр 38
Иркутский арт. бас. 39, 42, 43
Исикари, арт. бас. 369—376, 516
Иссык-Кульский арт. бас. 179, 189—190
Исфаханский арт. бас. 159, 165—166
Иудея, обл. 88, 90, 94, 98, 459
Йезд-Керманский арт. бас. 159, 167—168
Йеменский прогиб 255

Кава-Иджен, влк. 485
Кагаян, арт. бас. 382—384
Казахское нагорье (мелкосопочник) 9, 11, 12, 14, 15, 17, 19, 106, 108, 109, 182, 414
Кайеп, хр. 171 172
Калат, плато 178
Калбинский хребет 13, 21
Калимантанский подрайон 360, 385—386
Камчатский подрайон 360, 361—364
Канский арт. бас. 39, 42, 43
Канто, арт. бас. 369—376, 405, 409, 410, 516
Капуасский арт. бас. 385—386
Карабаурский увал 112, 114, 121
Кара-Богазгольский арт. бас. 120, 122—123, 511
Карагандинский прогиб 180
Каракорум, горы 234, 261
Каракорумский гидрогеол. р-н 236
Каракум, пески 124
Каракумский арт. бас. 120, 123—12 5 410, 411, 474, 511
Карамайли, хр. 196, 199, 200
Каратау, хр. 108, 109, 110, 111, 112, 125
Кармель, горы 88
Карский субмаринный арт. бас. 64—67
Каршинская степь 123, 124
Каспийский субмаринный арт. бас. 151—154, 418
Катханавар, п-ов 264, 265, 266, 270, 271
Кашгарский прогиб 206, 209
Кач, п-ов 260, 261, 264, 265, 266, 270, 271, 509
Кевир-Бафк, депрессия (солончак) 167
Келат, хр. 171, 172
Керманская впадина 167, 168
Керулено-Западно-Урулюнгуйский арт. бас. 307—317
Кижинго-Кудунская впадина 58, 59, 60
Кинки, арт. бас. 369—377
Кипрский гидрогеол. р-н 87, 99—100
Киргизский хребет 108, 111
Киренпя-Карпос, хр. 99, 100
Колхидская низменность 72, 515
Колымо-Индигирская впадина 55
Конья, впадина 77, 79, 81
Копетдаг, хр. 106, 127, 128, 129, 142, 147, 148, 149, 150, 151, 436, 471, 514, 523

Копинская впадина 186, 188
Коратская стеклиза 357, 358
Коромандельский прогиб (равнина) 287, 290, 509
Котабато, арт. бас. 382—384
Котловина Больших Озер 191, 192, 193, 471
Котловинноозерский арт. бас. 191, 192—193, 472
Котлогорско-Урелгайский прогиб 64, 66
Красноморский арт. бас. 255, 410, 413
Красноморский грабен 255
Красноморско-Аденский гидрогеол. р-н 238, 254—258, 474
Кулдапахский арт. бас. 287, 290
Кузнецкий Алатау, хр. 23, 24, 44
Кузнецкий арт. бас. 9, 23—26, 399, 405, 406, 458, 522
Кузунчи, пески 325
Кукуморский арт. бас. 323, 326
Кулундинское поднятие 111
Кулундинская степь 15, 16, 426, 427
Кунь-лунь, горы 206, 208, 210, 218, 234, 451, 463, 464, 465
Кура-Араксинский арт. бас. 142—145, 410, 411
Куринская впадина 142, 144, 145, 515
Куртак, хр. 143, 156
Курук таг, хр. 214, 216
Кухбенан, хр. 167, 173
Кухе—Сорх, хр. 168, 171, 172
Кухруд, хр. 159, 165, 167
Кухтуйская впадина 305
Кучарский прогиб 206, 208, 209, 513
Кызылкум, пески 115, 117, 471
Кызанская антиклиналь 111
Кызыл-Атрекская депрессия 151

Лавермейдапская впадина 165
Ланьцийский арт. бас. 348
Лаптевский субмаринный арт. бас. 64—67
Ленинаканская впадина (равнина) 142, 147
Ливан, хр. 87, 89, 90, 459
Ливано-Синайский арт. бас. 86, 87—93, 405, 407, 459, 460
Литани, впадина 92
Лэйчжоу-Хайнаньский арт. бас. 349, 350—353
Люпаньшань, хр. 324
Ляохэйский арт. бас. 329, 336—337

Мазари-Шерифский прогиб 131
Макассарский субмаринный арт. бас. 395—397
Макранская впадина 259
Макранские горы 158, 177, 258, 259
Малабарское побережье (впадина) 292, 293, 509
Малый Балхан, хр. 147, 150, 436
Малый Кавказ, горы 70, 71, 142
Малый Нефуд, пустыня 251
Малый Хинган, хр. 317, 319
Мангышлакско-Ассакеаудапский арт. бас. 120, 121—122, 511
Маскатская впадина 259
Матайкум, пески 113
Меконгская впадина 357, 358
Мелендиз, хр. 77, 79
Мелководинская впадина 305
Мепамский арт. бас. 353, 359
Мендересский арт. бас. 72—77, 459, 460
Мендересский срединный массив 72
Мертвого моря арт. бас. 86, 93—99, 405, 407, 459, 522
Мертвое море 86, 95, 96, 98, 99, 449
Месаория, равнина 99, 100
Месопотамская низменность 238, 241
Месопотамский арт. бас. 238—243, 405, 407, 410, 474, 522
Месопотамский прогиб 239, 240, 241, 242, 514
Мильская степь 145
Миппусинский арт. бас. 26, 44—46, 399, 406, 458, 522
Молукккский субмаринный арт. бас. 395—397
Момское поднятие 56
Монголо-Амурский гидрогеол. р-н 302, 307—321, 475
Монгольский Алтай, хр. 21, 191, 192, 194, 195, 196, 205, 466
Мояпцзянский арт. бас. 349, 350—353
Муганская степь 145
Муйский арт. бас. 26, 48—51
Мургабский прогиб 123, 124
Мурский арт. бас. 39, 42, 43
Мурэнский арт. бас. 58—64, 459
Муюнкум, пустыня 110, 111
Мынбулакская впадина 107
Мынцзянский арт. бас. 349, 350—353

Нактонгская впадина 340
Налайхинский арт. бас. 58—64, 459
Наньлин, хр. 346
Наньшань, горы 191, 218, 219, 221, 222, 323, 451, 462
Нарбадский гидрогеол. р-н 238
Нарынский арт. бас. 106, 120, 472
Нахичеванская впадина 144, 412
Неджд, плато 243, 244, 248, 254
Неджран, вади 251
Немек-Намакзарский арт. бас. 159, 171—172
Непский арт. бас. 39
Нефуд — Дахи, пустыня 251
Нижне-Оронгойская впадина 59, 61, 62, 63
Нижне-Сырдарьинский свод 106, 115
Нижне-Тауйская впадина 305
Нижне-Хилокская впадина 59
Нилгинский арт. бас. 307—317, 408
Нила, вади 246
Нишапурские горы 158, 168, 170, 171
Нобп, арт. бас. 369—376

Обрук, плато 79
Озерный гидрогеол. р-н 236
Олонь-Шибирская впадина 63

Ольская впадина 305
Олюторский арт. бас. 303—304
Оманские горы 258, 259
Оманский гидрогеол. р-н 238, 258—260, 474
Омолонский массив 55
Опгыйнгольская впадина 194
Ононский арт. бас. 307—317
Опухско-Пекульнейский арт. бас. 302—303
Ордос, плато 323, 325
Ордосская синеклиза 325, 509
Ордосский арт. бас. 323—325, 509
Ордосский гидрогеол. р-н 302, 323—328
Охотский гидрогеол. р-н 302, 304—305, 475, 476
Охотский субмаринный арт. бас. 395—397
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс 56, 302, 305

Палавано-Сулуйский субмаринный арт. бас. 395—397
Палембангский арт. бас. 385—386
Памир, горы 106, 129, 130, 141, 471, 493
Пампанга, арт. бас. 382—384
Пегу-Йома, хр. 294, 296, 298
Пенджаб, обл. 261, 264
Пенжинский арт. бас. 305
Полкский арт. бас. 287, 290—291, 405
Попереченская впадина 59, 60, 61, 62
Поронайский арт. бас. 364—368
Порсокупское плато 122
Предараканский прогиб 273, 514
Предбалханский прогиб 122
Предгималайский прогиб 261, 273, 514
Предкопетдагский арт. бас. 120, 127—129, 522
Предкопетдагский прогиб 128, 129, 514
Предкуньлуньский прогиб 206, 209, 513
Преднаньшаньский прогиб 224
Предоманский прогиб 244, 250
Предтаймырский прогиб 102
Прибайкальский арт. бас. 39
Прибалхашский гидрогеол. р-н 100, 179—191
Приверхоянский прогиб 30, 36, 38, 508
Прикаспийская синеклиза 102, 152, 507
Присредиземноморская равнина 92
Приташкентский арт. бас. 106, 117—118, 410, 411, 513
Причерноморский гидрогеол. р-н 67—72
Пурпа, арт. бас. 285
Пурсатский арт. бас. 353, 359
Пясинский арт. бас. 28—30, 406
Пясинский прогиб 28
Пятиречье 267—269, 414

Раджастхан, штат 260, 263, 264
Райпурский арт. бас. 287—288
Ранья, вади 244, 251
Регистан, пустыня 175
Резайе, арт. бас. 156—157, 472
Резайе-Ванский гидрогеол. р-н 100, 154—158
Риджам, вади 256
Рионская впадина 71, 72, 515
Рионский арт. бас. 67, 70—72, 459, 460
Руб-эль-Хали, пустыня 244, 249, 250, 251, 252, 254
Руб-эль-Хали, синеклиза 244
Рутба, поднятие 240

Сакконокопская синеклиза 357, 358
Сам, пески 113
Самария, обл. 88, 89, 90, 94, 459
Самаркандская впадина 125
Санская впадина 257
Сарысуйская котловина 109
Сахалинский подрайон 360, 364—368
Сахба, вади 247, 251
Севанская впадина 142
Северо-Анатолийский арт. бас. 67—70, 402, 452, 459, 460
Северо-Восточно-Калимантанский арт. бас. 385—386
Северо-Иран-Джайский арт. бас. 391—392
Северо-Калимантанский арт. бас. 385—386
Северо-Карабильский прогиб 131
Северо-Китайский арт. бас. 329—336, 428, 429, 509, 521
Северо-Китайский гидрогеол. р-н 302, 329—339
Северо-Корейский гидрогеол. р-н 302, 339—340
Северо-Прикаспийская впадина (равнина) 100, 102, 103, 401, 403
Северо-Прикаспийский гидрогеол. р-н 100—106, 399, 414, 426, 473, 507, 523
Северо-Сахалинский арт. бас. 364—368, 416, 516
Северо-Средиземноморский гидрогеол. р-н 67, 72—85
Северо-Туранский арт. бас. 106—120, 511
Северо-Устюртский арт. бас. 106, 111—113, 405, 407, 511
Северо-Устюртский прогиб 111, 113
Северо-Чукотский арт. бас. 56, 512
Селенгино-Байкальский гидрогеол. р-н 9, 57—64, 459
Серхед, плоскогорье 172, 177
Сиби, впадина 267
Симла, горы 264
Систан, обл. 175
Сихам, вади 257
Сихотэ-Алиньский гидрогеол. р-н 302, 321—323
Спцзянский гидрогеол. р-н 302, 349—353
Соляной хребет 260
Сорипурский арт. бас. 191, 232—233
Средне-Ангарский арт. бас. 39
Средне-Араксинская впадина 142
Средне-Афганские горы 175
Средне-Ганьцзянский арт. бас. 340, 345—347
Средне-Иранские горы 168
Средне-Хилокская впадина 59, 61
Сулавесийский подрайон 360, 391
Сулавесийский субмаринный арт. бас. 395—397

Султан, хр. 77, 78
Суматранский подрайон 360, 386—387
Сумман, плато 249
Сунляо, арт. бас. 317—319, 512
Сурампинский хребет 142
Сурхан-Дарьинская впадина (прогиб) 129, 131, 134, 135, 136, 139
Сусунайский арт. бас. 364—368, 405, 409
Сыдо-Ербинская впадина 44
Сырдарьинский арт. бас. 106, 114—117, 511
Сычуаньский арт. бас. 340—345, 405, 409, 509, 521
Сюйцзяпский арт. бас. 340, 345—347
Сяпфаньский арт. бас. 340, 345—347

Тавр, горы 78, 81, 238, 240
Тайваньский подрайон 360, 378—382
Таймырский арт. бас. 26—28
Такла-Макан, пустыня 210—212, 463, 465
Таловский арт. бас. 303—304
Талышские горы 144, 146, 147
Тапкубан Праху, влк. 484
Тапти, арт. бас. 285, 286
Тар, синеклиза 261, 509
Тарбагатай, хр. 184, 185
Таримский арт. бас. 191, 206—214, 403, 410, 412, 428, 429, 451, 473, 474, 526
Таримская впадина (равнина) 191, 206, 209, 211, 213, 426, 463, 464, 465
Татпин, вади 244
Татлит, вади 251
Тебесские горы 168, 171
Текесский арт. бас. 179, 190—191, 405, 408
Тенизский арт. бас. 179, 179—182, 410, 412
Тефтан, влк. 178, 453
Тибет, нагорье 233, 234, 236, 260, 272, 294
Тибетский гидрогеол. р-н 100, 233—238
Тихама, равнина (пустыня) 254, 256, 257, 432
Тихоокеанских островных дуг гидрогеол. р-н 302, 360—394, 476, 522
Торейский арт. бас. 307—317
Томский арт. бас. 306
Тотуйский арт. бас. 340, 345—347
Троодос, хр. 99, 100
Туаркыр, хр. 122
Тувайк, горы 243, 246, 247
Тувинский арт. бас. 26, 46—48, 407, 458
Тугнуйский арт. бас. 58—64, 405
Тугурский арт. бас. 306
Туз-Кошпйский арт. бас. 72, 77—81, 459
Тунгусский арт. бас. 28, 31—34, 508
Тункинский арт. бас. 26, 48—51, 410, 411, 455, 458, 514
Туранская платформа (плита) 100, 127, 128, 154, 510, 511
Туранский гидрогеол. р-н 100, 101, 106—141, 399, 404, 426, 428, 434
Тургайский арт. бас. 106—108, 405, 407, 511
Тургино-Харанорский арт. бас. 307—317
Турфанская впадина 215, 216, 218, 469
Турфан-Хамийский арт. бас. 191, 215—218
Тухумыйпурский арт. бас. 58—64, 459
Тхал, пустыня 269
Тянь-Шань, горы 106, 120, 179, 191, 198, 202, 208, 210, 214, 215, 451, 462, 463, 464, 465, 467, 468, 470, 471, 523

Убсупурский арт. бас. 191—192
Угольной бухты арт. бас. 302—303
Угэйпурский арт. бас. 58—64
Удино—Селенгинский арт. бас. 56—64, 405, 459
Удинская впадина 60, 61, 62
Удоканский хребет 48
Удский арт. бас. 306
Удско-Тугурский гидрогеол. р-н 302, 305—306, 475
Удыль-Кпанский арт. бас. 319—321
Улан-Баторский арт. бас. 58—64
Улугхемская впадина 46, 47
Улутау, горы 106
Ульбанский арт. бас. 306
Ундино-Даинский арт. бас. 307—317
Ундургинско-Зиловский арт. бас. 307—317
Урал, горы 9, 11, 15, 16, 17, 20, 21, 100, 102, 103, 104, 106, 414, 448, 454, 456
Усалгинский арт. бас. 306
Усть-Кутский арт. бас. 39
Усть-Маханадпйский арт. бас. 287, 288—289
Усть-Селенгинская впадина 59, 60, 61, 64, 407, 514
Устьспцзянский арт. бас. 349, 350—353
Уттар-Прадеш, штат 277
Уханьский арт. бас. 340, 345—347
Уэцу, арт. бас. 369—376, 409, 410, 413, 435

Ферганская впадина 118, 513
Ферганский арт. бас. 106, 118—120, 410, 411, 473
Ферганский хребет 118, 120
Филиппинский подрайон 360, 382—385
Фушуйский арт. бас. 340, 345—347

Хабаровская впадина 320, 513
Хабаровский арт. бас. 319—321
Хабесор, вади 87
Хадрамаутский арт. бас. 255, 257
Хайнань, о. 349, 351, 360
Хамад, вади 257
Хамийская впадина 215, 216, 470
Хангай, горы 58, 192, 194, 195
Хангай-Хэнтэйско-Яблоновый арт. бас. 58—64, 405
Ханкайская впадина 320
Ханкайский арт. бас. 319—321, 405, 409
Ханойская впадина (грабен) 355, 356
Ханойский арт. бас. 353—357, 403, 405
Харанская впадина 158, 177, 178
Харанский арт. бас. 159, 177—179
Хариб, вади 255

Харод, вади 96
Хатангский арт. бас. 28, 30—31, 410, 508
Хемчикская впадина 46
Хиджаз, обл. 243
Хомс, впадина 92
Хорасан, хр. 142
Хорезмско-Измаильская впадина 123
Хэнчарская впадина 294, 299, 300
Хэнчарский арт. бас. 299—300
Хубсугульская впадина 59
Хубсугульский арт. бас. 58—64
Хулех, впадина 94
Хэнтэй, хр. 58, 402
Хэньянский арт. бас. 340, 345—347

Цайдамская впадина (равнина) 191, 470, 513
Цайдамский арт. бас. 191, 218—222, 474, 522
Шри Ланка, о. 290, 291, 293
Шри Ланкский гидрогеол. р-н 238, 293—294
Центрально-Азиатский гидрогеол. р-н 100, 191—233, 404, 428, 434, 451, 450
Центрально-Гобийский арт. бас. 191, 222—229, 405, 408, 472, 473
Центрально-Камчатский арт. бас. 361—363
Центрально-Яванский арт. бас. 388—391
Цзюцюаньский арт. бас. 223—227, 408
Циньлин, хр. 329
Цинъцзянский арт. бас. 349, 350—353
Цинъканский арт. бас. 26, 48—51
Цяньцзянский арт. бас. 349, 350—353

Чагай, хр. 177, 178
Чаткальский хребет 117, 118
Чаунская впадина 57
Чаунский арт. бас. 56, 512
Чаун-Чукотский гидрогеол. р-н 9, 56—57, 458
Чебаково-Балахтинская впадина 44, 46
Челкарский прогиб 111, 113
Чендрабасин, арт. бас. 391—392
Черченский прогиб 206, 209
Чжепьшуйский арт. бас. 349, 350—353
Чикойская впадина 59
Чикойская арт. бас. 58—64, 459
Чикой-Хилокская впадина 59, 61
Читино-Ингодинский арт. бас. 307—317, 522
Читкандинский арт. бас. 26, 48—51
Чля-Орельский арт. бас. 319—321
Чу-Илийские горы 110, 182, 183, 186
Чуйская синеклиза 108
Чуйско-Сарысуйский арт. бас. 106, 108—111, 415, 472, 511
Чукотский субмаринный арт. бас. 64—67
Чульманский арт. бас. 26, 51—54, 453

Шанское нагорье 296, 299
Шаньдунские горы 329, 331, 332
Шахсевараи, хр. 172
Шилкинский арт. бас. 307—317
Ширазская впадина 158
Ширазский арт. бас. 159, 163—165
Эворон-Чукчагирский арт. бас. 319—321, 405
Эд-Дибдиба, равнина 251
Эль-Ариш, вади 92
Эль-Батин, вади 248
Эльбурс, хр. 142, 146, 147, 150, 158, 159, 161, 162, 168, 169, 170, 171, 436, 490
Эльбурсский артезианский бассейн 142, 146—147
Эль-Габ, впадина 92, 93
Эльгено-Буюндинская впадина 55, 56
Эль-Джафур, пустыня 250, 251
Эль-Катиф, оазис 249, 250, 253
Эльмалы-Даг, хр. 67
Эль-Хаса, оазис 244, 248, 249, 250, 254, 509
Эр-Румма, вади 244, 251, 254
Эс-Сейль, вади 257

Юаньцзянский арт. бас. 340, 345—347
Южно-Афганская впадина 158, 175, 176
Южно-Афганский арт. бас. 159, 175—177, 472, 473
Южно-Гуйчжоуский прогиб 349, 510
Южно-Ирпан-Джайский арт. бас. 391—392
Южно-Калимантанский арт. бас. 385—386
Южно-Китайский гидрогеол. р-н 302, 347—348, 419
Южно-Китайский субмаринный арт. бас. 395—397, 529
Южно-Корейский гидрогеол. р-н 302, 340
Южно-Корякский геодрогеол. р-н 302 303—304
Южно-Мангышлакский прогиб 121, 122
Южно-Маньчжурская низменность 336
Южно-Минусинская впадина 44, 45, 46, 407
Южно-Прикаспийский гидрогеол. р-н 100, 142—151, 426
Южно-Туранский арт. бас. 106, 120—141, 511
Южно-Хайнаньский гидрогеол. р-н 302, 360
Юкагирское поднятие 55
Юньнань-Гуйчжоуское плато 342
Юцзянский арт. бас. 349, 350—353

Яванский подрайон 360, 387—391
Яванский субмаринный арт. бас. 395—397
Якеяма, влк. 483
Якутский арт. бас. 28, 34—38, 406, 508
Ямская впадина 305
Яно-Индигирская впадина 55
Яно-Колымский гидрогеол. р-н 9, 54—56, 458, 512
Янцзыйский гидрогеол. р-н 302, 340—347
Яньбэйский арт. бас. 329, 337—339, 428, 429
Японский подрайон 360, 368—378
Японский субмаринный арт. бас. 395—397
Ясханская линза 125, 473

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. Н. А. Маринов 3

Глава I

Принципы и схема гидрогеологического районирования. Н. А. Маринов 5

Глава II

Общая характеристика подземных вод гидрогеологических областей, районов, артезианских бассейнов 8

Введение. Н. А. Маринов 8

А. Гидрогеологическая область бассейна стока Северного Ледовитого океана 9

I. Западно-Сибирский гидрогеологический район 9

1. Западно-Сибирский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 9

2. Зайсанский артезианский бассейн. Е. А. Зуброва, Н. А. Маринов 21

3. Кузнецкий артезианский бассейн. Н. А. Маринов 23

II. Восточно-Сибирский гидрогеологический район 26

1. Таймырский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 26

2. Восточно-Сибирский сложный артезианский бассейн 28

а. Пясинский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 28

б. Хатангский артезианский бассейн. Е. В. Пиннекер 30

в. Тунгусский артезианский бассейн. Е. В. Пиннекер 31

г. Якутский артезианский бассейн. И. С. Ломоносов 34

д. Ангаро-Ленский артезианский бассейн. А. А. Дзюба 38

3. Минусинский артезианский бассейн. М. А. Бурлакова 44

4. Тувинский артезианский бассейн. О. М. Грифанова, Е. Е. Белякова 46

5—11. Дархатский, Тункинский, Муйский, Ципиканский, Еравнинский, Читкандинский и Верхне-Чарский артезианские бассейны. Р. Я. Колдышева, А. И. Кончакова, Н. А. Маринов, Н. Л. Мельничук, Л. М. Орлова, С. Н. Шипицин 48

12. Чульманский артезианский бассейн. О. П. Павлова 51

III. Яно-Колымский гидрогеологический район. А. А. Зеленкевич, Н. А. Маринов, Р. И. Ткаченко 54

IV. Чаун-Чукотский гидрогеологический район. Р. И. Ткаченко 56

V. Селенгино-Байкальский гидрогеологический район 57

1—11. Байкальский, Удино-Селенгинский, Тугнуйский, Хангай-Хэнтэйско-Яблоновый, Чикойский, Хубсугульский, Мурэнский, Угэйнурский, Улан-Ба-

торский, Налайхинский, Тухумыйнурский артезианские бассейны. Л. Л. Богданова, Р. Я. Колдышева, А. И. Кончакова, В. А. Литвиненко, В. А. Манукян, Н. А. Маринов, С. А. Мельников, Н. Л. Мельничук, Д. Ф. Мызников, Л. М. Орлова, С. Н. Шишкин 58
VI. Гидрогеологический район субмаринных артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 64
1—4. Карский, Лаптевский, Индигирско-Колымский и Чукотский артезианские бассейны 64
Б. Гидрогеологическая область бассейнов стока Черного и Средиземного морей . . 67
I. Причерноморский гидрогеологический район В. З. Рубейкин 67
1. Северо-Анатолийский артезианский бассейн 67
2. Рионский артезианский бассейн 67
II. Северо-Средиземноморский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин . . 70
1. Мендересский артезианский бассейн 72
2. Туз-Конийский артезианский бассейн 72
3. Антальский артезианский бассейн 77
4. Аданский артезианский бассейн 81
III. Восточно-Средиземноморский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 83
1. Ливано-Синайский артезианский бассейн 85
2. Артезианский бассейн Мертвого моря 87
IV. Кипрский гидрогеологический район. Н. А. Маринов 93
В. Гидрогеологическая область внутриматерикового стока 99
I. Северо-Прикаспийский гидрогеологический район (артезианский бассейн). 100
М. С. Галицин, Н. А. Маринов, Л. В. Славянова 100
II. Туранский гидрогеологический район 106
1. Северо-Туранский сложный артезианский бассейн 106
а. Тургайский артезианский бассейн. А. Д. Карасев 106
б. Чуйско-Сарысуйский артезианский бассейн. А. Д. Карасев, Н. А. Маринов 108
в. Северо-Устюртский артезианский бассейн. А. Д. Карасев, Н. А. Маринов 111
г. Барсакельмесский артезианский бассейн. А. Д. Карасев 113
д. Сырдарьинский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 114
е. Приташкентский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 117
ж. Ферганский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 118
з. Нарынский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 120
2. Южно-Туранский сложный артезианский бассейн 120
а. Мангышлакско-Ассакеауданский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 121
б. Кара-Богазгольский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 122
в. Каракумский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 123
г. Зеравшанский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 125
д. Дехканабадский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 127
е. Предкопетдагский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 127
ж. Верхне-Амударьинский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 129
III. Южно-Прикаспийский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова . . . 142
1—2. Кура-Араксинский и Араратско-Нахичеванский артезианские бассейны 142
3. Эльбурсский артезианский бассейн 146

4. Западно-Туркменский артезианский бассейн 147
IV. Гидрогеологический район субмаринных артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 151
1. Каспийский субмаринный артезианский бассейн 151
2. Аральский субмаринный артезианский бассейн 154
V. Резайе-Ванский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 156
1. Артезианский бассейн Резайе 156
2. Ванский артезианский бассейн 157
VI. Иранo-Афганский гидрогеологический район. Р. И. Ткаченко 158
1. Западно-Иранский артезианский бассейн 159
2. Ширазский артезианский бассейн 163
3. Исфаханский артезианский бассейн 165
4. Йезд-Керманский артезианский бассейн 167
5. Деште-Кевирский артезианский бассейн 168
6. Немек-Намакзарский артезианский бассейн 171
7. Деште-Лутский артезианский бассейн 172
8. Джезмурианский артезианский бассейн 173
9. Южно-Афганский артезианский бассейн 175
10. Харанский артезианский бассейн 177
VII. Прибалхашский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 179
1. Тенизский артезианский бассейн 179
2. Балхашский артезианский бассейн 182
3. Алакольский артезианский бассейн 184
4. Илийский артезианский бассейн 186
5. Иссык-Кульский артезианский бассейн 189
6. Текесский артезианский бассейн 190
VIII. Центрально-Азиатский гидрогеологический район 191
1. Убсунурский артезианский бассейн. А. И. Кончакова, Н. А. Маринов . . 191
2. Котловинноозерский артезианский бассейн. А. И. Кончакова, Н. А. Маринов 192
3. Долинноозерский артезианский бассейн. А. И. Кончакова, Н. А. Маринов 194
4. Улюнгурский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 195
5. Джунгарский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 196
6. Барунхурайский артезианский бассейн. А. И. Кончакова, Н. А. Маринов 205
7. Таримский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 206
8. Баграшкёльский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 214
9. Турфан-Хамийский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 215
10. Цайдамский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 218
11. Центрально-Гобийский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 222
12. Восточно-Гобийский артезианский бассейн. А. И. Кончакова, Н. А. Маринов 229
13. Арцагаширский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 231
14. Даурдзаульский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 232
15. Сорминурский артезианский бассейн. Н. А. Маринов 232
IX. Тибетский гидрогеологический район. Е. А. Востокова, Н. А. Маринов . . 233
Г. Гидрогеологическая область бассейна стока Индийского океана 238
I. Аравийско-Месопотамский гидрогеологический район 238
1. Месопотамский артезианский бассейн. В. З. Рубейкин, Н. А. Маринов . . 238

2. Аравийский артезианский бассейн. Е. А. Востокова, Н. А. Маринов . . . 243
II. Красноморско-Аденский гидрогеологический район. И. К. Абросимов, Е. А. Востокова, В. З. Рубейкин, А. И. Самылин 254
III. Оманский гидрогеологический район. Е. А. Востокова, В. З. Рубейкин . . 258
IV. Индский гидрогеологический район (артезианский бассейн). В. З. Рубейкин 260
V. Гангский гидрогеологический район (артезианский бассейн). В. З. Рубейкин 272
VI. Нарбадский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 284
VII. Индостанский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 287
1. Райпурский артезианский бассейн 287
2. Усть-Маханадийский артезианский бассейн 288
3. Годаварский артезианский бассейн 289
4. Куддапахский артезианский бассейн 290
5. Полкский артезианский бассейн 290
VIII. Западно-Гатский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 292
IX. Шри Ланкский гидрогеологический район. В. З. Рубейкин 293
X. Иравадийско-Салуинский гидрогеологический район. Н. А. Маринов . . . 294
1. Бирманский артезианский бассейн 294
2. Хтичарский артезианский бассейн 299
XI. Западно-Малаккский гидрогеологический район. Н. А. Маринов 300
XII. Гидрогеологический район субмаринных артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 301
1—3. Аравийский, Бенгальский и Андаманский артезианские бассейны . . . 301
Д. Гидрогеологическая область бассейна стока Тихого океана 302
I. Анадырский гидрогеологический район. Н. А. Маринов, Р. И. Ткаченко . . 302
II. Южно-Корякский гидрогеологический район. Н. А. Маринов, Р. И. Ткаченко 303
III. Охотский гидрогеологический район. А. А. Зеленкевич, Н. А. Маринов, Р. И. Ткаченко 304
IV. Удско-Тугурский гидрогеологический район. И. Б. Райхлин, Р. И. Ткаченко 305
1—5. Удский, Торомский, Тугурский, Ульбанский и Усалтинский артезианские бассейны 306
V. Монголо-Амурский гидрогеологический район 307
1—17. Нилгинский, Ононский, Торейский, Керулено-Западно-Урулюнгуйский, Далайнорский, Тургино-Харанорский, Борзинский, Ундино-Даинский, Борчжигентуйско-Цугуловский, Арбагарский, Читино-Ингодинский, Шилкинский, Букачачинско-Зюльзинско-Оловский, Ундургинско-Зиловский, Верхне-Зейский, Зейско-Буреинский и Буреинский артезианские бассейны. Л. Л. Богданова, Н. С. Богомолов, А. И. Кончакова, В. А. Манукян, Н. А. Маринов, Л. М. Орлова, И. Б. Райхлин, А. Н. Скляревская, В. М. Степанов 307
18. Артезианский бассейн Супляо. Н. А. Маринов 317
19—23. Эворон-Чукчагирский, Хабаровский, Ханкайский, Удыль-Кизинский и Чля-Орельский артезианские бассейны. В. Н. Кладовщиков, И. Б. Райхлин 319
VI. Сихотэ-Алиньский гидрогеологический район. В. Н. Кладовщиков, Р. И. Ткаченко 321
VII. Ордосский гидрогеологический район. Н. А. Маринов 323

1. Ордосский артезианский бассейн 323
2. Кукунорский артезианский бассейн 326
3. Вэйхэйско-Фыньхэйский артезианский бассейн 326

VIII. Северо-Китайский гидрогеологический район. Н. А. Маринов, Б. Д. Русанов 329
1. Северо-Китайский артезианский бассейн 329
2. Ляохэйский артезианский бассейн 336
3. Янъбэйский (Датунский) артезианский бассейн 337

IX. Северо-Корейский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 339

X. Южно-Корейский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 340

XI. Янцзыйский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова, Б. Д. Русанов 340
1. Сычуаньский артезианский бассейн 340
2—13. Сяпфаньский, Уханьский, Юаньцзянский, Фушуйский, Хэньянский, Восточно-Хэньянский, Тошуйский, Наньчанский, Средне-Ганьцзянский, Восточно-Наньчанский, Сюйцзянский, Верхне-Ганьцзянский артезианские бассейны 345

XII. Южно-Китайский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 347

XIII. Сицзянский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 349
1. Гуанси-Гуйчжоуский артезианский бассейн 349
2—11. Жунцзянский, Юцзянский, Цяньцзянский, Циньцзянский, Мынцзянский, Лэйчжоу-Хайнаньский, Гуйцзянский, Моянцзянский, Чженьшуйский, Устьсицзянский артезианские бассейны 350

XIV. Индокитайский гидрогеологический район. Н. А. Маринов 353
1. Ханойский артезианский бассейн 353
2. Индосинийский артезианский бассейн 357
3 и 4. Пурсатский, Менамский артезианские бассейны 359

XV. Восточно-Вьетнамский гидрогеологический район. Р. И. Ткаченко . . 359

XVI. Восточно-Малаккский гидрогеологический район. Р. И. Ткаченко . . . 360

XVII. Южно-Хайнаньский гидрогеологический район. Т. Н. Федотова 360

XVIII. Гидрогеологический район Тихоокеанских островных дуг. Р. И. Ткаченко 360
1. Камчатский подрайон 361
2. Сахалинский подрайон 364
3. Японский подрайон 368
4. Тайваньский подрайон 378
5. Филиппинский подрайон 382
6. Калимантанский подрайон 385
7. Суматранский подрайон 386
8. Яванский подрайон 387
9. Сулавесийский подрайон 391
10. Ириан-Джайский подрайон 391

XIX. Гидрогеологический район субмаринных артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 395
1—11. Охотский, Японский, Восточно-Китайский, Южно-Китайский, Макассарский, Палаванo-Сулуйский, Сулавесийский, Зондский, Яванский, Молукский, Бандский субмаринные артезианские бассейны 395

Глава III

Вопросы формирования подземных вод 398
Формирование химического состава подземных вод 398
Химический состав подземных вод. Н. А. Маринов 398
Горизонтальная зональность химического состава подземных вод зоны активного водообмена артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 400
Вертикальная зональность химического состава подземных вод зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 405
Формирование химического состава подземных вод зоны активного водообмена артезианских бассейнов. Н. А. Маринов, В. З. Рубейкин 419
Формирование химического состава подземных вод зон затрудненного и застойного режимов артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 435
Формирование подземных вод в зонах разрывных дислокаций. Н. А. Маринов . . . 451
Формирование и закономерности распространения естественных ресурсов пресных подземных вод. Н. А. Маринов, В. З. Рубейкин, Р. И. Ткаченко, И. А. Клюканова, Н. Т. Кузнецов 457
Минеральные и термальные подземные воды. Р. И. Ткаченко 480

Глава IV

Сравнительная характеристика артезианских бассейнов. Н. А. Маринов 518
Список литературы 531
Предметный указатель 563

ГИДРОГЕОЛОГИЯ АЗИИ

Под редакцией *Н. А. Маринова*

Редактор издательства *Г. Ф. Неманова*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректоры *Л. В. Сметанина, М. П. Курылева*
Художник *В. М. Лукьянов*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Сдано в набор 15/I 1974 г.
Подписано в печать 29/V 1974 г. Т-10076.
Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1.
Печ. л. 37,06 (с 4 вкл.). Усл. п. л. 48,17.
Уч.-изд. л. 53,36. Тираж 1350 экз.
Заказ № 778/5071—2. Цена 5 р. 71 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.