В.А. КИРЮХИН Н.В. ТОЛСТИХИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В.А.КИРЮХИН Н.И.ТОЛСТИХИН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология»

МОСКВА "НЕДРА" 1987

УДК 556.3(21+26)

Кирюхин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов — М.: Недра, 1987. — 382 с., ил.

Рассмотрены особенности основных типов гидрогеологических структур суши континентов и дна Мирового океана. Освещены региональные гидрогеологические закономерности распространения и формирования подземных вод, принципы и методы гидрогеологического картирования и районирования. Изложены методы региональной оценки массопереноса, ресурсов подземных вод и процессов формирования их состава. Приведены пути использования выявленных закономерностей для практического применения подземных вод в различных целях.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология».

Табл. 23, ил. 53, список лит.— 46 назв.

Рецензенты: *кафедра* гидрогеологии (Московский Государственный университет им. М. В. Ломоносова); *Г. А. Голева,* д-р геол.-минер. наук (Всесоюзный заочный политехнический институт).

К $\frac{1904020000-074}{043(01)-87}$ 167—87

© Издательство «Недра», 1987

ПРЕДИСЛОВИЕ

На XXVII съезде КПСС указывалось, что советская наука призвана занимать ведущие позиции по основным направлениям научно-технического прогресса, находить эффективные и современные решения текущих и перспективных производственных и социально-экономических проблем.

Курс «Региональная гидрогеология» является одним из завершающих в специальной подготовке будущих инженеров-гидрогеологов. С одной стороны, он синтезирует знания многих геологических дисциплин (общая геология, геотектоника, геохимия, геофизика и др.) для выявления и изучения региональных гидрогеологических закономерностей, а с другой — широко использует знания, полученные при изучении гидрогеологических дисциплин (общая гидрогеология, динамика подземных вод, гидрогеохимия, методы гидрогеологических исследований) для оценки направленности и прогнозирования гидрогеологических процессов. Все это требует от студента разнообразных познаний, увлеченного отношения к предмету, желания познакомиться с новыми для него вопросами и проблемами.

Специфической особенностью курса является обширный объем информации: географической, геологической, гидрогеологической, исторической. Возможно, у кого-то возникнет боязнь объема изучаемого материала, впечатление перегруженности фактами и цифрами. Но обилие конкретных данных в некоторых разделах курса дается не для заучивания, а для понимания причин и следствий гидрогеологических процессов, состояния изученности территорий и степени использования подземных вод. Эти данные надо применять для сравнения, не увлекаясь их механическим запоминанием.

Как и в любой другой геологической дисциплине в региональной гидрогеологии сложились определенные соотношения теоретического и эмпирического методов познания. Специфика теоретических исследований заключается в необходимости изучения региональных и глобальных гидрогеологических процессов, что требует широкого применения сравнительного анализа, методов аксиоматизации, формализации и моделирования. Подземные воды находятся в постоянном движении, изменяются во времени и водовмещающие среды. Это создает значительные трудности в выявлении причинно-следственных связей и физической сущности крупномасштабных гидрогеологических явлений. Поэтому для объяснения таких явлений требуется использование методов и данных не только смежных геологических, но и точных наук — физики, химии и математики.

Как отмечал Д. И. Менделеев, у каждого научного исследования есть две цели: «предвидение и польза». В региональной

гидрогеологии, как и в других науках, определилось два пути научного предсказания — от фактов через эмпирические теории и дедуктивный.

Правильное предсказание имеет важное практическое значение. Мировое потребление воды непрерывно растет. По сравнению с началом XX в. оно увеличилось в 10 раз. Поэтому нехватка пресной воды будет ощущаться на многих континентах. В Северной Африке и на Ближнем Востоке водные ресурсы будут близки к исчерпанию, а в Центральной и Южной Европе, Южной Азии их использование будет на пределе возможностей.

Следует также учитывать, что подземные воды представляют собой комплексное полезное ископаемое. Кроме водоснабжения они используются для лечебных целей, как химическое сырье и как источник тепла и энергии. Поэтому региональный гидрогеологический прогноз является основой для эффективного ведения поисково-разведочных работ и организации рационального использования подземных вод. А тот, кто освоит методы регионального анализа, будет ясно представлять гидрогеологические закономерности распространения и формирования подземных вод, будет владеть надежным инструментом для правильного решения научных и практических гидрогеологических задач.

Часть 1
ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Глава 1
ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ КУРСА

Региональная гидрогеология (РГГ) (лат. *regionalis* — относящийся к региону, области) — один из разделов науки о подземных водах (гидрогеологии), предмет исследований которого — подземные воды и гидрогеологические условия отдельных районов страны и всей Земли в целом.

Региональные гидрогеологические исследования являются базой для всех отраслей гидрогеологии, они дают материал, на основе которого разрабатываются общие теории и законы гидрогеологии, развиваются все ее направления.

Под элементарным гидрогеологическим районом понимается территория распространения бассейнов подземных вод. Бассейны приурочены к гидрогеологическим структурам. Под гидрогеологической структурой понимается геологическая структура, ее часть или совокупность нескольких геологических структур, в пределах которых имеет место сходство условий формирования, залегания, накопления, движения и разгрузки подземных вод в процессе развития земной коры. Гидрогеологическая структура — это вместилище подземных вод, гидродинамически более или менее обособленное от смежных структур. Таким образом, понятие «гидрогеологическая структура» относится к некоторому объему, а «гидрогеологический район» — к площади, участку земной поверхности, в пределах которого тот или иной бассейн, та или иная гидрогеологическая структура или их совокупность выходят на поверхность; точнее, гидрогеологические районы — это проекция гидрогеологических структур на поверхность Земли.

Эмпирической основой РГГ является исследование гидрогеологических условий естественно-исторических районов — участков земной поверхности, для которых установлена общность природных условий, определяющих питание, залегание, состав, режим и баланс подземных вод. Таким образом, РГГ изучает формирование подземных вод гидрогеологических структур в рамках отдельных естественно-исторических гидрогеологических районов, отдельных континентов и Земного шара в целом.

Изучение подземных вод Земли в региональном плане направлено на решение разнообразных научных и практических задач, которые тесно связаны друг с другом.

Главными задачами РГГ являются: 1) изучение гидрогеологических особенностей как отдельных структур суши и моря, так и земного шара в целом; 2) выявление региональных закономерностей распространения и условий залегания подземных вод, изменения их свойств (зональности), особенностей динамики, баланса, режима, ресурсов, возраста и генезиса подземных вод для установления законов развития подземной части гидросферы и криосферы и их взаимосвязи с другими оболочками Земли в процессе их общего развития; 3) разработка принципов и методов регионального изучения закономерностей распространения и условий формирования подземных вод — гидрогеологического картографирования и районирования — методов региональной оценки массопереноса и прогноза изменений состава и режима подземных вод, а также их ресурсов; 4) использование выявленных региональных закономерностей для решения различных практических задач в связи с применением подземных вод для водоснабжения, в лечебных целях, в качестве промышленного сырья, а также для получения тепла и энергии. Познание этих закономерностей необходимо для управления режимом подземных вод, охраны их от загрязнения и истощения, а также для планирования крупного строительства, мелиорации, осушения горных выработок, поисков полезных ископаемых по гидрогеологическим показателям.

Результаты региональных гидрогеологических исследований и выявленные гидрогеологические закономерности могут быть использованы в различных областях геологии при изучении процессов, происходящих в недрах, и решении практических задач.

Методология региональной гидрогеологии базируется на принципах диалектического познания природы и сочетает описание и систематизацию фактических данных о подземных водах гидрогеологических структур с выявлением связей между распределением подземных вод, условиями их залегания, физическими и химическими особенностями и геологическим строением территории, историей ее геологического развития и физико-географической средой. РГГ рассматривает подземные воды как часть природы планеты. Распределение, формирование и зональность подземных вод изучаются в их естественном развитии как отражение геологического развития Земли и ее оболочек в целом.

На современном уровне развития науки в основу РГГ должна быть положена идея о взаимосвязи и взаимной обусловленности всех гидрогеологических процессов и явлений. Подземные воды каждого гидрогеологического района, их особенности и свойства формируются в результате развития Земли и ее оболочек.

Среди методов региональной гидрогеологии следует выделить основные: естественно-исторический (геологический), геологического подобия и расчетный.

С помощью естественно-исторического метода изучают пространственно-структурные отношения частей намечающихся систем и их общую геометрию (геолого-структурные условия, формы,

размеры, определяющие закономерности распространения подземных вод). При этом используют статистический и исторический анализы, метод актуализма, а также строят карты и разрезы.

С помощью метода геологического подобия проводят систематизацию и сравнительный анализ изученных объектов, выясняют системные связи различных объектов или разных частей одного объекта в пространстве и во времени, взаимосвязи систем.

Расчетный метод и моделирование применяют для получения количественных характеристик объектов и изучения природных и техногенных процессов формирования подземных вод.

Фактологической основой познания региональных гидрогеологических закономерностей являются материалы гидрогеологических съемок и других региональных исследований, обобщенные данные разведочных работ, глубокого опорного бурения, бурения скважин на воду, нефть и газ, сведения по использованию подземных вод, а также данные по изучению и регулированию режима подземных вод.

Результаты этих исследований оформляются в отчеты или гидрогеологические описания и монографии, справочные материалы, таблицы, каталоги буровых скважин, источников, а также разнообразные геологические, гидрогеологические, гидрохимические и другие карты, разрезы, профили, колонки. Изучение этих материалов необходимо при решении конкретных практических задач и постановке региональных гидрогеологических исследований. Многие из этих материалов сосредоточены в фондах геологических управлений.

Гидрогеологи постоянно проводят работу по обобщению и систематизации материалов, составлению сводных гидрогеологических описаний территории СССР в целом и по отдельным районам.

Основными направлениями РГГ являются гидрогеологическое стратифицирование, структурно-гидрогеологическое районирование, региональная гидрогеодинамика, региональная гидрогеохимия, региональная гидрогеотермия, палеогидрогеология и эволюция развития структур, прогноз региональных гидрогеологических процессов. Начинаются исследования гидрогеологии дна Мирового океана, шельфа окраинных и внутренних морей, гидрогеологии рифта (в пределах океана и на суше).

В изучении объектов региональной гидрогеологии можно выделить следующие стадии: 1) сбор фактического материала и районирование — определение порядка естественных гидрогеологических систем (таксонов) и их общей соподчиненности, связей, размещения в геологическом пространстве; 2) классификация и типизация скоплений подземных вод по их морфологии, размерам, структурной организации; 3) изучение генезиса подземных вод и истории их формирования; 4) выявление региональных закономерностей распространения подземных вод и изменения их свойств; 5) количественная оценка пригодности подземных вод для той или иной цели.

Региональная гидрогеология входит в систему геологических наук и тесно связана с другими разделами гидрогеологии. Эту связь можно представить так: общая гидрогеология — динамика подземных вод — гидрогеохимия — методы гидрогеологических исследований — региональная гидрогеология. РГГ базируется на геологии СССР, региональной инженерной геологии, исторической и структурной геологии, тектонике, геофизике, геохимии и других геологических дисциплинах.

Глава 2
ИСТОРИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Люди издавна использовали подземные воды в питьевых, хозяйственных, лечебных и других целях. Многовековой опыт поисков и использования подземных вод создавал благоприятные условия для появления науки о подземных водах. В истории развития региональной гидрогеологии в нашей стране можно выделить четыре этапа.

Первый этап (XVIII в.— начало XIX в.). Систематическое изучение подземных вод страны началось в XVIII веке. В это время сооружаются крупные водопроводы — Петергофский и Лиговский, использующие грунтовые и поверхностные воды окрестностей Санкт-Петербурга. Открываются первые курорты в Карелии на марциальных водах (1719 г.) и в г. Липецке; изучаются минеральные источники Северного Кавказа (район Кавказских минеральных вод) и Старой Руссы.

Уже в это время М. В. Ломоносов высказал идею о зависимости состава подземных вод от водовмещающих пород, о закономерностях развития мерзлой зоны, а В. Ф. Зуев отметил связь состава и минерализации грунтовых вод от физико-географических условий.

В разные районы России направлялись академические научно-исследовательские экспедиции под руководством И. И. Лепехина, В. Ф. Зусва, Н. П. Рычкова, Н. Я. Озерецковского, И. И. Георги, С. П. Крашенинникова, П. С. Палласа и др. В отчетах экспедиций помимо изложения географического и геологического материала содержались описания подземных вод и источников, сведения об их использовании.

Большое значение для развития геологической науки имело образование Петербургского горного училища (1773), где были объединены лучшие научные силы России. Учеными этого училища были сделаны первые обобщения по региональной гидрогеологии. Так, в работе известного минералога В. М. Севергина «Прибавление о минеральных водах» (1809 г.) приведены первая в России классификация минеральных вод и первое их региональное описание, основанное на богатейшем фактическом материале

академических экспедиций. Таким образом, конец XVIII — начало XIX в. можно считать периодом первых научных обобщений в области общей и региональной гидрогеологии в основном по материалам изучения грунтовых вод.

Второй этап (середина XIX в.— начало XX в.). Для этого этапа характерен значительный размах бурения скважин на воду, развитие гидротехнических, мелиоративных и других изысканий, охвативших огромные территории и давших ценный материал по гидрогеологии страны. Появились первые данные о геологическом строении Русской платформы и об особенностях ее грунтовых вод и верхних артезианских горизонтов, были установлены контуры некоторых артезианских бассейнов.

В русскую литературу прочно вошли термины: источник, грунтовые и артезианские колодцы и т. п. Е. Е. Шуровский, Г. П. Гельмерсен, а позднее Г. Д. Романовский составляли научно обоснованные прогнозы получения артезианских вод.

В 1882 г. был организован Геологический Комитет, проводивший геологические и гидрогеологические исследования в разных частях России.

Во второй половине XIX в. учение о подземных водах оформляется в самостоятельную отрасль — гидрогеологию. Важную роль в становлении этой отрасли знаний сыграли А. П. Карпинский, И. В. Мушкетов, И. Ф. Синцов, Н. А. Соколов, В. Д. Соколов и особенно С. Н. Никитин, Н. Ф. Погребов, А. Д. Стопневич, В. В. Докучаев, Г. Е. Шуровский, Н. А. Головкинский и др. Ими описаны подземные воды Московского, Днепровско-Донецкого, Причерноморского, Приазовского и некоторых других артезианских бассейнов европейской части России, Урала, Сибири и Средней Азии.

В конце XIX в. гидрогеологическими исследованиями начал заниматься Отдел Земельных улучшений Министерства земледелия. Эти исследования были связаны с гидротехническими и мелиоративными работами: в Полесье в связи с осушением болот; на юге России в связи с орошением земель; в районах, тяготеющих к Сибирской и Туркестанской железным дорогам, в связи с изысканиями источников водоснабжения.

Особое место среди региональных гидрогеологических работ в дореволюционной России занимают исследования, выполненные возглавлявшейся А. А. Тилло экспедицией по изучению истоков главнейших рек европейской части России. Работы экспедиции дали интересный материал о грунтовом питании рек, поверхностном и подземном стоках.

Большое значение имели работы В. В. Докучаева и его учеников, открывших законы зональности в природе и развивавших идеи В. Ф. Зуева о зональности подземных вод.

Чрезвычайно ценные материалы дали начатые Геологическим Комитетом в 1905 г. исследования Кавказских минеральных вод. Результаты этих исследований, проводившихся А. Н. Огильви, А. П. Герасимовым, Я. В. Лангвагеном и Н. Н. Славяновым,

вошли в ряд крупных работ по вопросам каптажа и генезиса минеральных источников. Был собран обширный материал по минеральным водам Забайкалья и других районов Сибири. Было создано учение о вечной мерзлоте и подземных водах Сибири. Огромное значение для познания геологии Сибири и ее подземных вод имели труды В. А. Обручева и А. В. Львова.

В истории региональных гидрогеологических исследований это был этап накопления материалов по грунтовым и артезианским пресным водам и относительно скромных обобщений описательного характера по грунтовым водам, многолетней мерзлоте и неглубоко залегающим артезианским водам.

Третий этап (1917—1960 гг.). После Октябрьской социалистической революции подземные воды, как и все богатства недр Земли, стали достоянием народа. В 1926 г. Советским правительством было опубликовано постановление об охране подземных вод и был положен конец многовековой хищнической их эксплуатации отдельными предпринимателями.

Учитывая большое значение подземных вод в народном хозяйстве СССР, Советское правительство провело ряд мероприятий, которые обеспечили развитие советской гидрогеологии и подготовку гидрогеологических кадров в высших и средних учебных заведениях. Курс «Подземные воды СССР» начинает читаться студентам (после прохождения основ гидрогеологии и геологии) в Московской горной академии А. Н. Семихатовым, а в 1930—1931 гг.— в Ленинградском горном институте Н. Ф. Погребовым и Д. И. Щеголевым. Почти одновременно (с 1935 г.) начинается подготовка кадров высшей квалификации в аспирантуре.

В первые же годы после революции гидрогеологические исследования сосредоточились в государственных учреждениях: Академии наук СССР, Геолкоме, Наркомземе, Гидрологическом институте и других организациях. Гидрогеология вместе с другими науками была привлечена к обслуживанию разнообразных отраслей народного хозяйства. С 1919 г. началось проведение специальных гидрогеологических съемок различных районов страны. Сначала это были маршрутные или обзорные исследования, а затем они охватили те или иные территории целиком. Эти данные дополнялись материалами гидрогеологических работ, проводимых для решения разнообразных задач: водоснабжения, борьбы с рудничными водами, изучения минеральных вод или изысканий для строительства ирригационных и гидротехнических сооружений и др.

Наряду с учебниками по гидрогеологии, опубликованными П. Н. Чирвинским, О. К. Ланге, Ф. П. Саваренским, К. Н. Лисициным и др., в которых содержались примеры из региональной гидрогеологии, появляются первые сводки по гидрогеологии разных районов СССР: М. М. Пригоровского «Артезианские воды на Русской равнине» (1922 г.), А. Н. Семихатова «Артезианские и глубокие грунтовые воды европейской части СССР» (1925 г.), В. С. Ильина «Грунтовые воды» (1930 г.). Разными авторами со-

ставляются гидрогеологические карты и очерки по Украине, Казахстану, Узбекистану, Туркмении, Поволжью, Минусинскому краю. А. Д. Стопневичем (1920 г.) и под редакцией А. П. Герасимова (1920 г.) были опубликованы первые сводки по минеральным водам.

На Первом Всероссийском геологическом съезде в 1922 г. и Первом Всесоюзном гидрогеологическом съезде в 1931 г. были заслушаны доклады по вопросам гидрогеологического районирования и картографирования.

В 1934 г. появилась работа А. Н. Семихатова «Подземные воды европейской части СССР», а в 1935 г.— сводное описание подземных вод всей территории СССР, составленное Н. Н. Славяновым. В предвоенные годы составляются гидрогеологические карты и обзоры, печатаются работы по гидрогеологии разных районов СССР. Коллектив гидрогеологов, возглавляемый М. М. Васильевским, разрабатывает основы гидрогеологического районирования европейской части СССР (1937 г.), Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока (1938 г.) и основы гидрогеологического районирования СССР с картой (1938—1940 гг.). Тогда же начинается публикация монографии «Гидрогеология СССР». К 1941 г. были составлены первые сводные карты СССР — гидрогеологическая и минеральных вод. Одновременно появляются гидрогеологические описания некоторых крупных районов СССР — Воронежской области, Северо-Украинской артезианской мульды и Курской области, Днепровско-Донецкому, Причерноморскому, Московскому артезианским бассейнам и т. д.

Выявление широкого регионального распространения рассолов в земных недрах было одной из причин развития нового — геохимического направления в гидрогеологии, связанного с именами В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. В. И. Вернадский написал книгу по истории природных вод, вошедшую как раздел в книгу «История минералов земной коры».

На развитие региональной гидрогеологии большое влияние оказали работы гидрогеологической секции Геолкома, охватившие различные районы СССР. Большое значение имела организация в 1944 г. Лаборатории гидрогеологических проблем при АН СССР под руководством Ф. П. Саваренского.

В первые годы после войны решались научные проблемы региональной гидрогеологии, связанные преимущественно с формированием подземных вод. Именно тогда были опубликованы крупные обобщающие работы Н. К. Игнатовича, Г. Н. Каменского, И. К. Зайцева, В. А. Сулина, О. К. Ланге, К. И. Макова, М. А. Гатальского, В. Н. Кунина, А. И. Дзенс-Литовского, М. С. Гуревича, А. М. Овчинникова и др. В этих работах на более высоком теоретическом уровне рассматриваются вопросы взаимосвязи подземных вод с геологическими условиями и физико-географической обстановкой — динамики и химии подземных вод, региональных закономерностей размещения минеральных вод, их провинций, зональности грунтовых и артезианских вод и другие вопросы

формирования их ресурсов, физических и химических свойств. Именно в эти годы получает широкое развитие изучение подземных вод наиболее глубоких частей артезианских бассейнов, чему способствовало совершенствование техники бурения. Всесторонне разрабатывается проблема гидрогеологических условий формирования нефтяных и газовых месторождений.

Принципы гидрогеологического картирования и районирования, проблемы формирования подземных вод, методики региональных исследований становятся предметом широкого обсуждения на совещаниях, в журналах, печатных трудах.

В результате обобщения огромного фактического материала коллективом ВСЕГЕИ составляются гидрогеологические карты разного содержания и разного масштаба и объяснительные записки к ним. В 1959 г. публикуется первое учебное пособие «Гидрогеология СССР». Почти одновременно выходят книги О. К. Ланге «Подземные воды СССР» (1959 г. и 1963 г.). Итак, первый этап послереволюционного периода развития региональной гидрогеологии закончился крупными теоретическими обобщениями, составлением разнообразных карт СССР и публикованием первых учебных пособий по гидрогеологии СССР.

Четвертый этап. Началом этого этапа следует считать 1960 г., когда развернулась подготовка к изданию монографии «Гидрогеология СССР», отдельные тома которой выходили в свет с 1966 по 1972 г. К работе были привлечены крупные коллективы гидрогеологов территориальных геологических управлений, работники АН СССР и республиканских академий, профессора и преподаватели высших учебных заведений. Монография не только содержит огромный фактический материал, но и дает важные теоретические обобщения как по отдельным регионам, так и по СССР в целом [11].

Одновременно публикуются обобщающие работы по вопросам регионального распределения минеральных вод лечебного (В. В. Иванов, Н. И. Толстихин и др.), промышленного (Н. А. Плотников, И. К. Зайцев, Е. А. Басков, А. В. Кудельский, С. С. Бондаренко, Е. В. Пиннекер и др.) и энергетического (Ф. А. Макаренко, Б. Ф. Маврицкий, В. И. Коноиов, А. В. Щербаков и др.) значения, а также по региональным вопросам нефтяной гидрогеологии (В. А. Кротова, А. А. Карцев, В. П. Якуцени, Л. Н. Капченко, Н. М. Кругликов, А. Е. Гуревич и др.), палеогидрогеологии (А. М. Овчинников, Е. А. Басков и др.), геохимии подземных вод (Г. А. Голева, С. Р. Крайнов, С. Л. Шварцев, В. М. Швец, В. С. Самарина и др.), режима подземных вод и подземного стока (И. С. Зекцер, В. С. Ковалевский и др.), динамики и массопереноса (В. А. Всеволожский, С. И. Смирнов и др.), о газах подземных вод (В. Н. Корценштейн). Появляются работы по вопросам структурно-гидрогеологического районирования и картографирования (Н. И. Толстихин, И. К. Зайцев, Н. А. Мариноп, Н. В. Роговская, В. А. Кирюхин, Б. Д. Русанов, В. М. Степанов, А. С. Хасанов и др.). Большое внимание уделяется разработке

гидрогеологической стратификации и таксономии (А. С. Рябченков, Н. М. Фролов и др.). Важное место в тематике региональных исследований стали занимать работы по охране подземных вод от истощения и загрязнения (В. М. Гольдберг, Ф. И. Тютюнова, Е. В. Пиннекер и др.).

Последние годы продолжалась разработка идей зональности подземных вод — гидродинамической, гидрохимической, газовой, гидрогеотермической, гидрофизической, биохимической и изотопной. Показано, что динамика верхних горизонтов артезианских бассейнов на суше резко отличается от динамики нижних как по причинам, так и по следствиям. На новом уровне рассмотрены вопросы инфильтрационного и элизионного режимов и роль палеогидрогеологических процессов. Особое внимание было уделено изучению условий формирования подземных вод в зонах гипергенеза, ката- и метагенеза в структурах не только континентальной коры, но и коры океанического типа. Последнее дало толчок к началу познания гидрогеологии моря и Мирового океана (Е. А. Басков, А. И. Коротков и др.).

В отечественной литературе появились сводки по гидрогеологии зарубежных стран и даже континентов, подготовленные советскими гидрогеологами (Н. А. Маринов, А. И. Силин-Бекчурин, Г. В. Богомолов, И. Я. Пантелеев и др.). Составляется гидрогеологическая карта Европы. Стоит вопрос о создании гидрогеологической карты мира. Все это подготовило почву для составления первых схем гидрогеологического районирования Земли (Б. Л. Личков, Н. И. Толстихин, К. П. Караванов, Е. А. Басков).

Таким образом, характерными особенностями четвертого этапа развития региональной гидрогеологии оказались: установление региональных гидрогеологических закономерностей в масштабе всей планеты; значительное расширение круга изучаемых гидрогеологических процессов, среди которых на первый план начинают выходить связанные с техногенными явлениями; возрастание до 12 км глубин изучения подземных вод.

Глава 3

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСНОВНЫХ КЛАССОВ СКОПЛЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В региональной гидрогеологии широко используются классификации подземных вод по различным признакам — геологическим, физическим, химическим, генетическим и др. [37]. Принятую классификацию можно считать обоснованной, если в ней соблюдена одинаковая мера сходства разных гидрогеологических объектов, что позволяет достоверно анализировать гидрогеологическую обстановку, типизировать разные показатели, не переступать

допустимые рамки схематизации при переходе от одного масштаба исследований к другому, сохранять информативность объектов.

Для региональной гидрогеологии важное значение имеет классификация подземных вод по характеру их скоплений, разработанная И. К. Зайцевым в 1961 г. Она позволяет учитывать особенности распределения, залегания и динамики подземных вод, степень литификации пород, характер их скважности. В дальнейшем она была дополнена и усовершенствована И. К. Зайцевым, Н. И. Толстихиным (1971 г.) и В. А. Кирюхиным [38]. В табл. 1 представлена классификация скоплений подземных вод, разработанная авторами. В ней выделяются три типа вод. В пределах типа пластовых вод, обычно развитых в осадочных породах, различают пять классов вод. В типе трещинно-жильных вод, распространенных преимущественно в метаморфических и интрузивных породах, рассматриваются четыре класса вод. В типе лавовых вод, встречающихся в эффузивных породах, выделяют три класса вод. Каждому типу вод присвоен индекс, а классу — номер (см. табл. 1).

Исследованиями Н. Б. Вассоевича, Е. И. Стетюхи, М. Л. Озерской, В. Д. Ломтадзе, Г. Ларсена, Дж. Чилингара и других доказано наличие определенных изменений свойств и состава песчаных, глинистых, торфяно-угленосных и карбонатных отложений в процессе их литификации и делитификации. Эти процессы в свою очередь определяют закономерности распределения разных типов и классов подземных вод в разрезе.

Перед рассмотрением этих закономерностей следует обратить внимание на то, что процессы уплотнения пород с глубиной

Таблица 1. **Классификация скоплений подземных вод**

Типы	Индекс типа	Классы	Номер класса
Пластовые	П	Поровые	1
		Трещинно-поровые	2
		Порово-трещинные	3
		Трещинные	4
		Трещинно-карстовые	5
Трещинно-жильные	Т	Регионально-трещинные воды зон выветривания	6
		зон тектонической и литогенетической трещиноватости	7
		Карстово-жильные	8
		Локально-трещинные воды зон тектонических нарушений	9
Лавовые	Л	Верхнелавовые	10
		Межлавовые	11
		Внутрилавовые	12

Таблица 2. Изменения пористости пород с глубиной [41] (%)

Глубина, км	Глины	Пески (песчаники)	Глубина, км	Глины	Пески (песчаники)
0	70—90	25—30	3	2—9	12—20
1	23—30	20—30	5	1—3	2—12
2	8—18	8—25			

сопровождаются уменьшением пористости и влажности (табл. 2), изменением минерального состава пород и химического состава вод, преобразованием органического вещества, выделением воды и газа.

Преобразование минерального состава в процессе литогенеза, например переход гипса в ангидрит (примерно на глубинах 1—1,5 км), монтмориллонита — в гидрослюды (примерно 4—6 км) и т. д., происходит с выделением в свободную фазу связанных вод. Монтмориллонит содержит 24 % воды, а гидрослюды, в которые он превращается при катагенезе,— всего лишь до 10 %. При дегидратации 1 м^3 монтмориллонитовых глин, выделяется до 250 кг свободной воды. Учет этих процессов имеет важное значение для оценки условий формирования вод в глубоких зонах литосферы (см. гл. 5).

Пластовые поровые воды $П_1$ приурочены к несцементированным песчаным и другим отложениям. Глубина их залегания колеблется от нескольких метров до 3 км (п-ов Апшерон). Практически повсеместно распространены они в четвертичных отложениях — аллювиальных, ледниковых, эоловых, озерных, морских. Широкое развитие эти воды получили в платформенных областях, где они встречаются в различных стратиграфических горизонтах — от кайнозоя до верхнего протерозоя (гдовский горизонт Русской платформы).

Такие воды обычно обладают наибольшими ресурсами (мощные гравийно-галечные аллювиальные отложения горных районов и крупные конусы выноса предгорных впадин), что проявляется в значительной производительности скважин и источников (до десятков — сотен и более литров в секунду).

Пластовые трещинно-поровые воды $П_2$ отличаются довольно ограниченным распространением в песчаных и других осадочных породах, находящихся на первых этапах формирования в них трещиноватой текстуры. Уменьшение с глубиной размеров пор и соединяющих их каналов, происходящее в результате уплотнения пород, затрудняет движение вод и ухудшает фильтрационные свойства отложений. Вместе с тем перестройка структуры и текстуры пород может иногда приводить к увеличению их пористости. Для пород, близких по возрасту и составу, в определенных интервалах глубин устанавливаются простые или экспоненциальные зависимости между показателями степени их уплотненности

(плотность, объемная масса, влажность, пористость) и глубиной. В разных районах уменьшение этих показателей с глубиной происходит с различной скоростью.

Установленные для разных геолого-структурных условий закономерности изменения плотности, скважности, текстуры и состава осадочных пород могут быть использованы для выявления границ распространения разных типов и классов подземных вод по характеру их скопления. Переход от класса $П_2$ к классу $П_3$ обычно не имеет четко выраженных границ. Пластовые порово-трещинные воды широко распространены в платформенных областях и обычно приурочены к средней части разреза осадочного чехла. Возраст отложений, с которыми связаны такие воды, может быть палеозойским на Русской платформе, мезозойским на Западно-Сибирской плите и даже палеогеновым и неогеновым в Предкавказье и на Копетдаге.

Трещинные воды представлены во многих классах скоплений подземных вод. Геометрия пустот в трещиноватых породах имеет сложный характер. Различие в размерах трещин приводит к возникновению двойной пустотности — крупные открытые трещины служат путями движения вод, а мелкие, слабо раскрытые — емкостями вод.

С увеличением глубины и геостатического давления происходят постепенное закрытие трещин и уменьшение трещинной пустотности. Интенсивность закрытия горизонтальных и наклонных трещин значительно больше, чем вертикальных. Это создает более благоприятные условия для движения подземных вод по вертикальным каналам, хотя для водообмена внутри водоносного горизонта важнее горизонтальные трещины.

Пластовые трещинные воды $П_4$ распространены в осадочных породах со слоистой текстурой, региональной литогенетической и тектонической трещиноватостью. Воды этого класса занимают значительную часть разреза платформенных областей (особенно Сибирской и Русской платформ) и широко представлены в верхних этажах складчатых структур. Производительность скважин, вскрывающих такие воды, относительно невелика и обычно колеблется в пределах 0,1—1 л/с при понижениях до 10 м. Притоки значительно возрастают на участках тектонических нарушений. Источники — мало- и среднедебитные.

Воды класса $П_4$ генетически связаны с регионально-трещинными водами зон тектонической и литогенетической трещиноватости $Т_7$, развитыми в породах с массивной текстурой. Водоносность таких пород с глубиной затухает, и воды из класса скоплений $П_4$ переходят в класс $Т_7$. Разведка глубоких зон ряда месторождений железных руд (Кривой Рог, Южно-Белозерское), полиметаллов (Талнахское и Горевское), флогопитов (Слюдянское, СУБР) и угля (Донбасс, Кузбасс и др.) показала, что с глубиной изменение фильтрационных свойств пород происходит по следующей зависимости, установленной Н. А. Ярцевым: $k = k_0 e^{-\alpha}$,

где $\bar{k}$ — средневзвешенный коэффициент фильтрации на глубине $\bar{z}$, м/сут; $\bar{k}_0$ — то же на глубине $z=0$, м/сут; α — показатель, примерно постоянный для данного типа породы, характеризующий скорость уменьшения коэффициента фильтрации с глубиной и равный 0,001—0,02; $\bar{z}$ — средняя глубина интервалов опробования, м.

Такая закономерность обусловлена соответствующим уменьшением трещиноватости с ростом геостатического давления. Тектоническая и литогенетическая трещиноватости пронизывают все породы, но характер их распределения зависит не только от геостатического давления, но и от состава, степени уплотнения и изменения пород, их физико-механических свойств. Поскольку интенсивность затухания трещиноватости с глубиной в разных породах различна, часто оказывается, что породы с меньшей водопроницаемостью в верхней части разреза на глубине более проницаемы, чем другие.

Как показало изучение глубоких скважин (до 10 км), с глубиной характер пустотности в породах меняется весьма сложно — поровая пустотность переходит в трещинную, которая в некоторых интервалах вновь может сменяться поровой, но на больших глубинах преобладает трещинная пустотность, называемая «вторичной» и связанная с образованием при метаморфизме минералов более плотной упаковки.

Воды класса $П_5$ распространены в слабо дислоцированных пологозалегающих породах — карбонатных и терригенно-карбонатных, иногда содержащих линзы и пласты гипса, ангидрита, каменной соли и других галогенных и сульфатных образований. Скопления этих вод занимают значительные площади на Русской и Сибирской платформах, где они приурочены к палеозойским отложениям. На Скифской плите такие воды связаны с мезозойскими и (в меньшей степени) кайнозойскими отложениями. Воды этого класса обнаружены во многих межгорных впадинах, а также на водоразделах и склонах Крымской, Кавказской и других горно-складчатых областей.

Карстово-жильные воды залегают в карбонатных и терригенно-карбонатных перекристаллизованных и сильно дислоцированных породах, иногда содержащих пласты сульфатных и в редких случаях галогенных образований. Воды класса $Т_8$ распространены в областях, претерпевших складкообразование, и характерны для Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня, Саян и других горных систем.

Обводненность пород, содержащих воды классов $П_5$ и $Т_8$, обычно весьма значительна, особенно в зонах интенсивного развития карста. Притоки в скважины на этих участках достигают сотен литров в секунду. С глубиной дебиты скважины уменьшаются. Правда, имеются исключения. По данным сверхглубокого бурения в США, трещины в карбонатных породах отмечаются на глубинах 4,5—9 км. Образование их связано с растворяющим

воздействием горячих вод. Дебит карстовых источников в некоторых районах мира достигает 10 000 л/с и более.

Трещиноватость выветривания развивается на фоне литогенетической трещиноватости. По данным У. Барделли, обобщившего сведения по породам на территории США, на долю первичной литогенетической трещиноватости приходится 35—50 % общей скважности в зоне выветривания. Поэтому вполне очевидна генетическая (и гидравлическая) связь между водами классов T_6 и T_7. Кроме того, зона выветривания часто накладывается на тектонические разломы, что обусловливает связь вод классов T_6 и T_9.

Мощность зоны выветривания, по данным изучения горно-складчатых территорий, зависит от возраста, литологии, текстуры и структуры пород, истории их геологического развития, физико-географических условий. Она колеблется от нескольких до 200 м, реже более. Можно составить примерно следующий ряд для одновозрастных пород по уменьшению глубины залегания подошвы зоны выветривания: карбонатные — терригенные — эффузивные — интрузивные. Обычно более древние породы отличаются большей мощностью зоны выветривания. Исключение составляют породы Балтийского щита, где эта зона, очевидно, была срезана в ледниковую эпоху.

Обводненность зоны выветривания во многом зависит от типа слагающих ее пород. Ряд пород по степени обводненности в убывающем порядке выглядит следующим образом: карбонатные — кайнотипные эффузивные — интрузивные — терригенные — метаморфические. Большое влияние на обводненность пород зоны выветривания оказывает рельеф. По данным И. Манна, в Северной Каролине (США) средний дебит скважин в долинах в 1,5 раза больше, чем на равнинных плато, в 2,1 раза больше, чем на склонах, и в 4 раза больше, чем на привершинных участках холмов. В горных областях эти различия еще больше. С глубиной степень трещиноватости выветрелых пород быстро убывает.

Класс локально-трещинных вод зон тектонических нарушений T_9 подразделен И. К. Зайцевым на три отдела: 1) воды тектонических разломов; 2) воды интрузивных контактов; 3) воды жильных образований. Воды этого класса широко распространены в горно-складчатых областях.

Гидрогеологические особенности разломов в значительной степени обусловлены морфологией, структурно-литологическими условиями, возрастом и степенью раскрытости этих зон. Как показывают результаты изучения районов с разной геолого-структурной обстановкой, зоны нарушений, обновлявшихся в кайнозое (особенно в плиоцен-четвертичное время), имеют наибольшую открытость, значительные размеры и глубину. К ним приурочены линии термоминеральных источников, в них формируются гидродинамические, гидрохимические, газовые и гидротемпературные аномалии, отмечаются мощные выходы подземных вод и значительная обводненность пород. Зоны разломов, образовавшиеся и

обновлявшиеся в докайнозойское время, ныне потеряли бо́льшую часть из перечисленных выше признаков: трещины в этих зонах заполняются вторичными продуктами, цементируются, закрываются, и их проницаемость в той или иной степени уменьшается. Примерами молодых или обновленных древних трансструктурных тектонических разломов могут служить Байкальская и Восточно-Африканская рифтовые, Внутрикопетдагская, Северо-Тяньшанская и Восточно-Предуральская тектонические зоны.

Планетарные разломы отличаются от трансструктурных бо́льшими размерами и глубиной, а также наиболее интенсивным проявлением гидротермальной деятельности. В межструктурных тектонических нарушениях эти процессы значительно ослабевают, а во внутриструктурных их признаки практически не отмечаются.

Наибольшая обводненность разрывных тектонических нарушений независимо от их класса и размеров, как правило, отмечается на глубинах до 500 м. Степень обводненности тектонических зон наряду с подвижностью нарушений в значительной мере определяется литологией и свойствами вмещающих пород. Например, по данным Е. В. Магера, в юго-восточной части Урала наибольшей водоносностью отличаются серпентиниты, песчаники, сланцы и известняки (водопроводимость пород достигает 100 м²/сут, а удельный приток на 1 м длины участка составляет 0,01—0,07 л/с). В. П. Островский и М. А. Хордикайнен отмечают, что в юго-западной части Казахстана повышенную водообильность имеют разломы, секущие гнейсы, гранитоиды, крупнозернистые песчаники и известняки. Дебит некоторых источников, приуроченных к тектоническим активным разломам, достигает здесь 100 л/с и более.

По данным Н. С. Богомолова, В. М. Степанова и др., в Забайкалье и Прибайкалье протяженность тектонических разломов с повышенной обводненностью пород достигает нескольких сотен километров. Они образуют систему пересекающихся и выдержанных по простиранию водоносных зон, с которыми связаны многочисленные выходы термальных и углекислых вод. На участках тектонических нарушений притоки воды в скважины и дебиты источников в 5—10 раз выше, чем в зонах выветривания.

Другие отделы класса T_9 составляют воды интрузивных контактов и жильных образований, также широко распространенные в складчатых областях. Мощность обводненных зон здесь ограничивается несколькими метрами, а их протяженность исчисляется километрами. Эти зоны состоят из участков пережимов с низкой проницаемостью и участков с повышенной и открытой трещиноватостью. Их обводненность несколько выше, чем в зонах выветривания, но уступает зонам тектонических нарушений.

Специфика формирования лавовых вод $Л_{10-12}$ связана с особенностями образования эффузивных тел. В верхней части эффузивного тела формируются контракционные трещины, на участках изгиба ложа подстилающих пород — трещины растрескивания, а при излиянии эффузивов, богатых летучими,— ячейки и

поры. Последнее явление обычно наблюдается на участках шлаковых конусов и кратерных воронок. Во многих случаях указанная выше пустотность усиливается процессами выветривания. Таким образом, с верхней частью эффузивных толщ связано образование своеобразных вод, которые не имеют аналогов в осадочных, метаморфических и интрузивных породах и по положению в лавовой толще получили название верхнелавовых $Л_{10}$.

Под зоной развития верхнелавовых вод в эффузивной толще, сложенной лавовыми телами многократных извержений и переслаивающимися с ними осадочно-туфогенными отложениями, распространены межлавовые $Л_{11}$ и внутрилавовые $Л_{12}$ воды. Внутрилавовые воды приурочены к эффузивным телам. Характер водоносности этих тел неоднороден; в средней их части отмечаются тектоническая и литогенетическая трещиноватости и слабая обводненность, а в верхней и нижних частях их разреза проницаемость заметно возрастает вследствие развития контракционной трещиноватости и трещин древнего выветривания. Следует отметить, что при наложении на лавовые тела более молодых отложений (лав, туфов, осадочных пород) верхнелавовые воды $Л_{10}$ превращаются во внутрилавовые $Л_{11}$.

Межлавовые воды находят в туфогенных и осадочных отложениях, залегающих между лавовыми телами. Туфогенно-осадочные образования имеют сложный, преимущественно пластовый характер распределения трещин и пор и обычно более высокую обводненность, чем лавовые тела.

В заключение остановимся на генетической связи рассмотренных классов подземных вод. Изучение истории различных гидрогеологических структур показывает, что в процессе их развития в результате литификации пород изменяются распределение пустот и трещин в породах и соответственно характер скоплений подземных вод. Другими словами, происходит переход подземных вод из одного класса в другой. Это можно представить в виде следующих рядов: $П_1 \rightarrow П_2 \rightarrow П_3 \rightarrow П_4 \rightarrow Т_7$; $Л_{11} \rightarrow Л_{12} \rightarrow Т_7$. Карстовые воды образуют вспомогательный ряд $П_5 \rightarrow Т_8$. Эти ряды связаны между собой генетическими переходами: $П_2 \rightarrow П_5$; $П_3 \rightarrow П_5$; $П_4 \rightarrow П_5$; $Т_7 \rightarrow Т_8$; $Л_{10} \rightarrow Л_{11}$. Воды регионально-трещинных зон выветривания и локально-трещинных зон тектонических нарушений обычно являются наложенными, вторичными по отношению к другим классам подземных вод ($П_2$, $П_3$, $П_4$, $П_5$, $Т_7$, $Т_8$, $Л_{10}$, $Л_{11}$ и $Л_{12}$) и развиваются на их фоне.

Глава 4

ФАКТОРЫ И ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Гидрогеологическое районирование — это выделение гидрогеологических районов по тем или иным гидрогеологическим показателям или по их совокупности. В зависимости от целей и

задач исследований оно проводится в разном масштабе, с разной детальностью, с учетом разных факторов формирования. Гидрогеологические районы — это части территории, характеризующиеся общностью гидрогеологических условий. В зависимости от целей и задач районирования определяются факторы (показатели) районирования, степень его детальности и глубина, выбирается масштаб районирования и картирования]33, 34].

К основным факторам гидрогеологического районирования относятся: 1) физико-географические (рельеф, климат, почвенно-растительный покров, гидрография); 2) гидрологические; 3) геологические (стратиграфия, возраст и генезис водовмещающих и водоупорных пород, их состав и растворимость; геологическая структура территории; тектоника и неотектоника; сейсмичность и вулканизм; системы водоносных трещин, в том числе и крупные зоны водоносных разломов); 4) геоморфологические (поднятия — антиклинальные складки и горсты, выраженные в рельефе, и опускания — котловины, синклинальные складки и грабены, выраженные в рельефе); 5) гидрогеологические (тип водоносности пород; площадь распространения, глубина залегания и мощность водоносных зон и горизонтов, водоупорных толщ и комплексов; характер стока подземных вод; области питания, поглощения и разгрузки подземных вод, их режим и ресурсы; физические и химические свойства подземных вод; распределение твердой, жидкой и парообразной фаз подземных вод по площади и глубине; гидродинамическая, гидротермическая, гидрохимическая зональность и поясность); 6) народнохозяйственные (размещение основных водоносных горизонтов и трещинных зон, пригодных для практического использования в различных целях; санитарно-гидрогеологическое районирование; биология и биохимия вод; округи охраны подземных вод и т. п.). В основу гидрогеологического районирования может быть положен тот или иной фактор или то или иное их сочетание. Это прежде всего зависит от целей и задач гидрогеологических исследований, именно они определяют детальность исследований, масштаб составляемых гидрогеологических карт и степень детальности гидрогеологического районирования и описания подземных вод.

По мере развития региональной гидрогеологии наметились два основных направления гидрогеологического районирования. Одно предусматривает раздельное районирование артезианских и грунтовых вод и может быть названо аналитическим, поскольку сопровождается анализом и расчленением гидрогеологического разреза на верхнюю (грунтовые воды) и нижнюю (артезианские воды) части. Другое направление появилось при гидрогеологическом районировании — оно объединяет грунтовые и артезианские воды в одно целое. Его можно называть синтетическим. Оба эти направления успешно развиваются и достаточно хорошо обоснованы.

Основные позиции сторонников раздельного районирования подземных вод изложены в работах В. С. Ильина, Б. Л. Лич-

кова, О. К. Ланге, А. Н. Семихатова, К. И. Макова, У. М. Ахмедсафина и др. Эти исследователи считают, что распространение грунтовых вод подчинено ландшафтно-географической зональности, а распространение артезианских вод — геолого-структурной. Районирование грунтовых и артезианских вод может проводиться (и обычно проводится) по разным признакам. Например, для грунтовых вод такими признаками могут быть геоморфологические особенности, глубина залегания и режим вод и т. д., а для артезианских вод — структурно-геологическое положение, связь водоносных горизонтов, напорность вод и т. д. По этой причине карты грунтовых и артезианских вод могут не совпадать друг с другом. Различия в условиях поисков, разведки и эксплуатации грунтовых и артезианских вод также говорят в пользу их раздельного районирования.

Принцип ландшафтно-географической зональности при районировании грунтовых вод принят не всеми гидрогеологами. Наиболее полное отражение эта зональность нашла в картах грунтовых вод, составленных под редакцией А. Н. Семихатова: на первой карте показано распространение водоносных горизонтов (грунтовых вод) в породах разного возраста и генезиса; на второй — глубина залегания грунтовых вод; на третьей — минерализация грунтовых вод; на четвертой — схема зональности грунтовых вод в зависимости от состава, генезиса водовмещающих пород, типа вод (пластовых, трещинно-пластовых, карстовых по А. Н. Семихатову и В. И. Духаниной), глубины залегания, минерализации и состава вод; на пятой — гидрогеологические районы грунтовых вод.

На схеме зональности грунтовых вод выделены районы А и Б. К району А отнесены грунтовые воды областей распространения ледниковых отложений Русской равнины. Он делится на следующие зоны: 1) надмерзлотных вод; 2) грунтовых вод районов с молодым (валдайского оледенения) ледниковым рельефом; 3) грунтовых вод аллювиальных и флювиогляциальных зандровых равнин (полесий, низменностей); 4) грунтовых вод области со сглаженным древним ледниковым рельефом. К району Б относятся грунтовые воды внеледниковой части Русской равнины, в пределах которой выделены зоны: 1) грунтовых вод территорий с маломощным покровом четвертичных отложений; 2) грунтовых вод лёссов и лёссовидных суглинков; 3) грунтовых вод прикаспийской котловины; 4) грунтовых вод предгорных наклонных равнин Кавказа, Крыма, Карпат. В целом все пять карт могут служить примерами гидрогеологического районирования грунтовых вод по разным показателям.

Вполне справедливо утверждение О. К. Ланге, что гидрогеологическое районирование должно разрабатываться в строгом соответствии с масштабом топографической основы, которой располагает исследователь, и с фактическим материалом, который имеется по данной территории. Здесь уместно подчеркнуть, что масштаб карты должен соответствовать цели исследований,

а фактический материал должен быть получен в соответствии с масштабом и целевым назначением съемки. Масштаб служит средством показа тех или иных гидрогеологических особенностей, выделения тех или иных гидрогеологических районов. Именно поэтому назначение работ и их задачи определяют выбор масштаба, а, определив масштаб, необходимо и собрать соответствующий ему материал.

Сторонники раздельного районирования подземных вод единодушны в отношении необходимости положить в основу районирования артезианских вод геолого-структурный принцип, но расходятся во взглядах на подход к районированию грунтовых вод. Одни предлагают зональный принцип (В. С. Ильин, Б. Л. Личков, О. К. Ланге и др.), другие — геологический и при этом составляют альбом карт (А. Н. Семихатов, В. И. Духанина и др.), третьи — геоморфологический (У. М. Ахмедсафин), точнее географический, и при этом считают целесообразным в описание районов грунтовых вод вносить дополнительную характеристику и вод артезианских. Все это свидетельствует о том, что по гидрогеологическому районированию грунтовых вод не достигнуто полного согласия, и этот вопрос требует дальнейшей разработки.

Вместе с тем ясно, что для изучения грунтовых вод, например в целях мелиорации, ирригации и т. п., нужно заниматься именно грунтовыми водами и их целевым гидрогеологическим районированием. Если в задачу исследований входит изучение глубоких вод (разведка и поиски промышленных вод, «нефтяных» вод и т. п.), то должны составляться карты районирования артезианских вод.

Основные позиции сторонников совместного гидрогеологического районирования подземных вод изложены в работах Н. Ф. Погребова, М. М. Василевского, Б. К. Терлецкого, И. К. Зайцева, Г. Н. Каменского, Б. Д. Русанова, А. И. Силина-Бекчурина и др.

Комплексное структурно-гидрогеологическое районирование основано на учете всего комплекса естественно-исторических факторов районирования — физико-географических, геологических, геоморфологических, гидрогеологических. Оно объединяет все воды района — поверхностные, грунтовые, артезианские, трещинно-жильные. В этом заключаются и его преимущество перед раздельным районированием подземных вод, и трудности.

Структурно-гидрогеологическое районирование подземных вод наиболее целесообразно применять при обзорном и мелкомасштабном описаниях районов. Основные его принципы сводятся к признанию следующих положений: 1) подземная часть гидросферы едина и неделима и тесно связана с ее поверхностной частью. Исходя из принципа единства природных вод, предложенного В. И. Вернадским, нецелесообразно при мелкомасштабном гидрогеологическом районировании отделять грунтовые воды от артезианских; 2) климатическая зональность отражается на особенностях не только грунтовых, но и артезианских вод; 3) геоморфология и рельеф определяют положение не только грунтовых, но

и артезианских вод, отражая главное в геологическом строении, геологической структуре и неотектонике; 4) тектоника обусловливает не только строение глубоких водоносных горизонтов и комплексов, но и положение грунтовых вод (неотектонические явления оказывают большое влияние на динамику и режим всех типов подземных вод); 5) грунтовые воды питаются регионально за счет поступления атмосферных осадков, линейно — за счет речных вод, локально — за счет очагов разгрузки артезианских и напорных трещинно-жильных вод. Питание и разгрузка артезианских вод, как правило, осуществляются через грунтовые воды Зона распространения грунтовых вод часто играет роль буфера. Через нее артезианские воды получают инфильтрационное питание или проникают к земной поверхности при разгрузке. Теснейшая связь тех и других при раздельном районировании теряется. Области питания и выклинивания артезианских вод при раздельном районировании искусственно отделяются от этих вод и «отходят к грунтовым водам; 6) бассейны стока поверхностных, грунтовых и артезианских вод тесно взаимосвязаны, хотя площади их распространения не всегда совпадают.

Из сказанного следует, что при обзорном и мелкомасштабном районировании в зависимости от целей и задач можно проводить раздельное или совместное районирование подземных вод. Вместе с тем при обзорном описании крупных территорий в целях всестороннего (но краткого) освещения их гидрогеологии целесообразнее проводить комплексное структурно-гидрогеологическое районирование грунтовых и артезианских вод совместно. При этом описание вод, принадлежащих к одному водоносному горизонту (комплексу), должно проводиться последовательно от грунтовых вод к артезианским, от областей питания и поглощения к очагам разгрузки.

При описании гидрогеологического района водоносные горизонты следует характеризовать в стратиграфической последовательности — от древних к молодым, заканчивая описанием водоносных горизонтов четвертичного возраста (в основном грунтовых). Оценка водоносности района при совместном описании получается более полной и охватывает весь круг вопросов, связанных с формированием и использованием подземных вод.

Если при обзорном и мелкомасштабном районировании удобно выделить как одно целое крупные структуры и даже их совокупность, то при крупномасштабном целесообразнее выделять отдельные части гидрогеологических структур с их индивидуальными особенностями, например площадь распространения того или иного важного для народного хозяйства или интересного в научном отношении водоносного горизонта. При построении вертикального гидрогеологического разреза (колонки) показ в его пределах тех или иных водоносных горизонтов, ярусов следует выполнять в соответствии с целями и масштабом работ.

В заключение отметим, что принципы комплексного районирования определяются прежде всего закономерностями формиро-

вания и тесной связью грунтовых и артезианских вод (рис. 1). Поэтому основными элементами гидрогеологического районирования являются геоструктурные подразделения, в которых по условиям формирования подземные воды связаны в единую зональную систему и закономерно распределены. Отсюда гидрогеологическая структура — это часть земной коры, в пределах которой подземные воды связаны в единую зональную систему и характеризуются общими условиями формирования и размещения.

В дальнейшем изложении авторы придерживаются принципа комплексного структурно-гидрогеологического районирования. При описании гидрогеологических районов охарактеризованы все наиболее важные водоносные горизонты и зоны, а также водоупоры. Грунтовые воды дочетвертичных отложений характеризуются при описании соответствующих им по возрасту пород артезианских водоносных горизонтов (см. рис. 1).

Решающими факторами размещения подземных вод являются геологические и физико-географические: геологические определяют размещение и строение гидрогеологических структур, а физико-географические — особенности жизни подземных вод каждой гидрогеологической структуры в отдельности.

Проекция гидрогеологической структуры на поверхность земли определяет положение гидрогеологического района в простран-

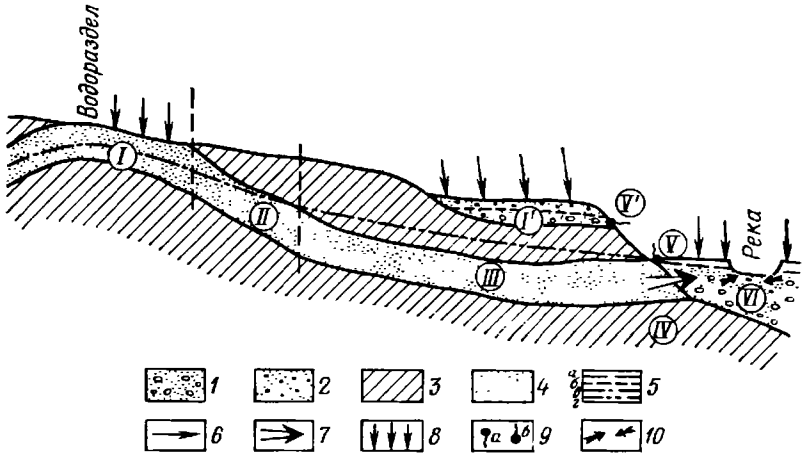


Рис. 1. Схема взаимосвязи подземных и поверхностных вод.

1 — современные аллювиальные отложения (пески с гравием); *2* — отложения речной террасы (пески с галькой); *3* — глины мелового возраста; *4* — пески мелового возраста; *5* — уровни подземных вод (*а* — в современных аллювиальных отложениях, *б* — в отложениях речной террасы, *в* — грунтовых вод в отложениях мела, *г* — напорных вод в отложениях мела); *6* — направление движения подземных вод; *7* — перелив вод из меловых отложений в аллювиальные; *8* — питание атмосферными водами; *9* — источники (*а* — нисходящий, *б* — восходящий); *10* — участок взаимосвязи поверхностных и подземных вод. *I* — область поглощения и питания вод песков мела; *I'* — область поглощения и питания вод песков террасы; *II* — область транзита ненапорных вод меловых песков; *III* — то же, напорных вод меловых песков; *IV* — область перелива вод меловых песков в аллювиальные воды; *V* — очаг разгрузки артезианских вод; *V'* — очаг разгрузки грунтовых вод; *VI* — грунтовые воды аллювиальных отложений, получающих питание за счет артезианских, речных и атмосферных вод

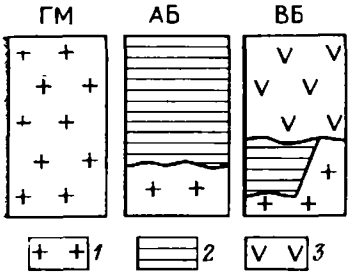


Рис. 2. Разрезы гидрогеологических структур:
1 — фундамент; *2* — чехол; *3* — вулканогенные образования

стве. В настоящее время выделяется несколько основных типов гидрогеологических структур первого порядка, каждая из которых состоит из структур второго порядка. Совокупности структур образуют надпорядковые мегаструктуры. Правильное выделение гидрогеологических структур позволяет обоснованно проводить гидрогеологическое районирование и выявлять закономерности пространственного размещения подземных вод и их региональных ресурсов, а также зональность и поясность вод.

К структурам первого порядка (рис. 2) относятся гидрогеологические массивы (ГМ), артезианские бассейны (АБ) и вулканогенные бассейны (ВБ). Гидрогеологический массив представляет собой выход пород фундамента на поверхность и может быть прикрыт четвертичными отложениями. Для него характерно развитие разнообразных трещинных вод, образующих систему бассейнов стока подземных вод, нередко тесно связанных с грунтовыми водами четвертичных отложений. Артезианский бассейн, состоящий из фундамента и залегающего на нем платформенного чехла, отличается преимущественным распространением разнообразных пластовых вод — артезианских и грунтовых — в чехле, трещинных вод — в фундаменте. Вулканогенный бассейн образован вулканогенными породами, перекрывающими структуры ГМ и АБ, и характеризуется распространением трещинных и лавовых вод, чрезвычайно разнообразными и подчас сложными гидрогеологическими условиями.

Глава 5
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ

Фундамент, или складчато-глыбовое основание, равнинных и горных областей состоит из одного или нескольких разновозрастных водоносных комплексов, представленных изверженными, метаморфическими и в разной степени метаморфизованными, уплотненными, смятыми в складки осадочными породами. Породы фундамента расчленены тектоническими разломами на глыбы-блоки.

Особенности строения фундамента обусловили распространение в нем преимущественно трещинно-жильных вод ($Т_6$, $Т_7$ и $Т_9$). Местами развиты трещинно-карстовые воды ($Т_8$, реже $П_5$).

В верхних структурных ярусах фундамента спорадически встречаются трещинные пластовые воды ($П_4$).

Структуры, в которых фундамент выходит на поверхность или находится под покровом четвертичных отложений, выделяются как самостоятельные и называются гидрогеологическими массивами. Гидрогеологический массив представляет собой систему стока трещинных вод и вод аллювиальных отложений.

По структурно-геологическим условиям различаются следующие типы гидрогеологических массивов (рис. 3), сложенные: а) интрузивными породами (граниты, диориты и др.) с индексом $ГМ_и$; б) гнейсами, гранито-гнейсами, метаморфическими сланцами с индексом $ГМ_м$; в) терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, образующими антиклинальные складки, выраженные положительными формами рельефа. Им присваивается название гидрогеологический адмассив и индекс ГАМ; г) терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, смятыми в синклинальные складки, выраженные положительными формами рельефа. Они носят название гидрогеологические интермассивы; их индекс — ГИМ; д, е) слоистыми осадочными отложениями, смятыми в синклинальные складки, образующие отрицательные формы рельефа. Они называются адартезианскими бассейнами; их индекс — ААБ.

Все типы ГМ связаны взаимными переходами и образуют с артезианскими бассейнами единый ряд гидрогеологических

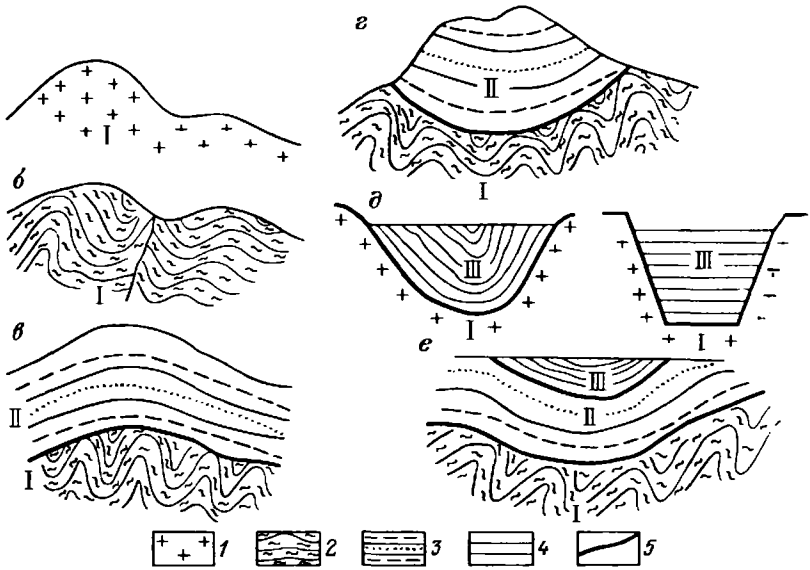


Рис. 3. Структурно-геологическая типизация гидрогеологических массивов:
а — $ГМ_и$; *б* — $ГМ_м$; *в* — ГАМ; *г* — ГИМ; *д*, *е* — ААБ. *1* — интрузивные породы; *2* — метаморфические породы; *3* — осадочные породы сильнолитифицированные; *4* — то же, среднелитифицированные; *5* — граница между ярусами фундамента. Ярусы фундамента: I — нижний, II — средний, III — верхний

структур: АБ→ААБ→ГИМ→ГАМ→$ГМ_м$—$ГМ_н$. Этот ряд имеет такой же генетический смысл, что и ряды пластовых и трещинно-жильных вод, поскольку переход от одного типа структур к другому в значительной степени обусловлен процессами литификации и метаморфизма водовмещающих пород, которые определяют закономерности распределения тех или иных типов подземных вод в земной коре.

Формирование гидрогеологических структур тесно связано с условиями тектонического развития территорий. Например, АБ образуются на этапах платформенного развития. В то же время $ГМ_м$ и $ГМ_н$ претерпевают стадию складкообразования и наиболее интенсивных орогенных движений. Адартезианские бассейны, гидрогеологические адмассивы и интермассивы представляют собой промежуточные структуры, поэтому они обладают рядом переходных признаков. Если в чехле АБ распространены в основном пластовые воды ($П_1$—$П_5$), то в верхнем структурном ярусе ААБ развиты как пластовые ($П_4$, $П_5$), так и трещинно-жильные ($Т_6$—$Т_9$) воды. В ГИМ и ГАМ распространены в основном трещинно-жильные воды и на отдельных участках — пластовые. В $ГМ_м$ и $ГМ_н$ встречены только трещинно-жильные воды ($Т_6$, $Т_7$ и $Т_9$). Гидрогеологические массивы первого $ГМ_н$ и второго $ГМ_м$ типов слагают нижние ярусы фундамента, гидрогеологические массивы третьего (ГАМ), четвертого (ГИМ) и пятого (ААБ) типов образуют верхние структурные ярусы фундамента. Например, в Забайкалье выделяют нижний структурный ярус фундамента, сложенный гранитами и гнейсами (соответствует $ГМ_н$ и $ГМ_м$), средний — карбонатными, песчано-сланцевыми и эффузивными толщами нижнего и среднего палеозоя (соответствуют ГАМ и ГИМ) и верхний — песчано-сланцевыми интенсивно дислоцированными отложениями перми, триаса, нижней и средней юры (соответствует ААБ). Сложные сочетания разных типов гидрогеологических массивов с наложенными на них артезианскими бассейнами составляют гидрогеологические складчатые области и районы.

Между структурными ярусами фундамента отмечаются перерывы и несогласия, а также последовательное уменьшение степени метаморфизма и плотности пород вышележащих структурных ярусов и в связи с этим изменения водных свойств пород. В антиклинальных и синклинальных структурах и их крыльях происходит изменение плотности, трещиноватости и других водных свойств горных пород.

Поверхность ГМ покрыта четвертичными отложениями. Из них наиболее важное значение в горных районах имеют аллювиальные отложения, подземные воды которых нередко используются для водоснабжения. Наряду с аллювиальными водоносными горизонтами для ГМ, расположенных в областях четвертичных оледенений, большое значение имеют ледниковые образования, например для Балтийского ГМ — озы. Эти песчано-гравийно-галечно-валунные гряды иногда протягиваются на десятки километров, имеют высоту до 50 м и ширину в десятки метров

и болес. Подземные воды озов широко используются для водоснабжения в Швеции, Финляндии и в СССР (на Кольском п-ове и в Карелии). Наряду с аллювиальными и водно-ледниковыми образованиями в нскоторых случаях происходит аккумуляция подземных вод в конусах выноса и озерно-аллювиальных отложениях.

Внутриструктурные карстовые бассейны. В пределах ГМ иногда отмечается наличие закарстованных карбонатных пород, к которым могут быть приурочены карстовые воды. Массивы карстовых известняков имеют самые разнообразные формы и размеры. Как правило, уровень вод в карстовых массивах находится ниже, чем в окружающих породах. Токи подземных вод направлены в карстовый массив, а разгрузка подземных вод такого бассейна обычно происходит в понижениях рельефа (долина) через источники, приуроченные к контакту карбонатных пород с вмещающими незакарстованными. В карстовых бассейнах обычно сосредоточены крупные ресурсы подземных вод, а источники карстовых вод нередко характеризуются огромными дебитами (десятки, сотни и тысячи литров в секунду).

Опыты с подкрашиванием вод карстовых бассейнов Карпат, Горного Крыма, Юго-Западного Кавказа, по данным В. Н. Дублянского и Ю. И. Шутова, показали, что в этих районах существуют сложные карстовые водоносные системы, не имеющие общего уровня. В отличие от них, карстовые бассейны Русской равнины, входящие в состав внутриструктурных образований артезианских бассейнов, имеют общий уровень грунтовых карстовых вод. С колебаниями уровня карстовых вод на Онего-Двинском междуречье связано, в частности, существование сезонных и многолетних карстовых озер, заполняющихся и осушающихся каждый год или раз в несколько лет.

Карстовые бассейны и водоносные системы составляют обычно часть ГМ и поэтому относятся к внутриструктурным. Среди них особо выделяются наложенные карстовые бассейны, которые представляют собой залегающие на поверхности ГМ толщи закарстованных известняков (Горный Крым, Алданский кристаллический массив).

Качество вод зависит от условий водообмена карстовых бассейнов. Так, карстовые бассейны Крыма содержат пресные воды, а глубокие части аналогичных бассейнов Центрального Казахстана — высокоминерализованные, непригодные для питья.

В карстовых бассейнах, по Д. С. Соколову, различают зону аэрации, зону сезонного обводнения карстовых полостей, системы постоянных водотоков и водоемов и наиболее глубоко залегающую (не во всех бассейнах существующую) зону глубоких карстовых вод. Все эти зоны связаны между собой в единое целое.

Характеристика рельефа фундамента. Поверхность фундамента обычно неровная, с отрицательными и положительными структурно-морфологическими элементами. Отрицательные элементы различаются по ряду признаков. По размерам выделяют:

1) мегаструктуры площадью более 1 млн. км² (Западно-Сибирская низменность); 2) макроструктуры площадью в несколько сотен тысяч квадратных километров (Московская синеклиза, Прикаспийская впадина); 3) мезоструктуры площадью около 100 тыс. км² (Зейско-Буреинская низменность); 4) микроструктуры площадью в десятки тысяч квадратных километров (впадины Прибайкалья и Забайкалья). По глубине залегания относительно поверхности Земли различают следующие элементы фундамента: а) глубокие, более 10 км (Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина); б) средние, 3—4 км (впадины Прибайкалья, Московская синеклиза); в) неглубокие, до 2 км (впадины Забайкалья).

Положительные формы рельефа фундамента также различаются по ряду признаков. По высоте выделяют высокогорные (Тянь-Шань, Памир), среднегорные (Забайкалье), низкогорные и холмистые (мелкосопочник Казахстана) формы, а также возвышенности на равнине. Выделяют также изометричные (Анабарское поднятие) и линейные (Урал) формы.

Очень важно различать структурно-морфологические элементы рельефа фундамента, прикрытые (закрытые) и неприкрытые (раскрытые) чехлом. К первым относятся Воронежское и Токмовское поднятия фундамента, а ко вторым — Балтийский и Анабарский щиты. Встречаются и промежуточные структуры.

Особенности гидрогеологических массивов. В большинстве ГМ отмечается центробежный характер стока и лишь в ААБ и на отдельных участках ГИМ — центростремительный.

Подземные воды обычно имеют инфильтрационное происхождение, и их ресурсы в верхней части гидрогеологического разреза (до 300 м) быстро возобновляются. В глубоких зонах ААБ могут сохраняться воды седиментационного генезиса. В условиях активного тектоно-магматического режима на отдельных участках ГМ встречаются воды метаморфогенного и магматогенного происхождения.

Огромное влияние на условия питания, движения и разгрузки подземных вод оказывают рельеф, климатические и мерзлотные условия, тектонические процессы. Уклон местности и величины относительного превышения водоразделов над долинами рек определяют интенсивность водообмена. Количество и характер выпадающих атмосферных осадков вместе с другими климатическими факторами, рельефом и растительностью регулируют величину ресурсов подземных вод, обусловливают взаимосвязь поверхностных и подземных вод, а также влияют на состав последних. Наибольшие ресурсы подземных вод приурочены к долинам рек.

Выделяют несколько высотных поясов, которые различаются распределением атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод: А — пояс аккумуляции и область питания и создания сезонного напора, где отсутствуют поверхностные водотоки; Б — пояс инфильтрации и инфлюации временных поверхностных по-

токов; В — пояс транзита и аккумуляции, где распространены сезонные источники и поверхностные водотоки; Г — пояс разгрузки подземных вод, где распространены постоянно действующие источники, водотоки, ручьи и малые реки; Д — пояс вторичного поглощения и разгрузки.

О. Н. Толстихин отмечает, что вековое промерзание гидрогеологических массивов и адмассивов приводит к изменению их гидрогеологических особенностей, тем более значительному, чем глубже эти массивы промерзают. При небольшой мощности мерзлой зоны (до 150 м) происходит локализация областей питания и очагов разгрузки подмерзлотных вод в зоне развития трещин выветривания пород и трещинно-жильных вод тектонических нарушений. У ставших подмерзлотными грунтовых вод зоны трещин выветривания формируются криогенные напоры. При более глубоком промерзании (200—500 м) водоносная зона трещин выветривания становится мерзлой, и ее воды превращаются в лед.

Во многих речных долинах отмечается наличие зон повышенной трещиноватости и водоносности. Характер и размещение речных долин во многом предопределяют особенности гидрогеологии ГМ глубокого промерзания. Отличительная черта этих ГМ — смена региональной водоносной зоны трещин выветривания, характерной для ГМ неглубокого промерзания, линейными водоносными зонами, наследующими основные открытые разломные структуры и, что весьма важно, речные долины. В условиях ограниченной неотектонической нарушенности подобные ГМ могут обладать не одной общей водонапорной системой, а несколькими разрозненными, связанными с речными долинами. В таких ГМ преобладают скопления трещинно-жильных напорных подмерзлотных вод, формирование которых связано не только с тектоническими факторами, но и с особыми криогенными условиями разрушения пород и локализации подземных вод в таликах речных долин и межгорных впадин. Наконец, при еще более глубоком промерзании ГМ (свыше 500 м) твердая фаза подземных вод (лед) становится главенствующей; незначительные локальные скопления трещинно-жильных вод на большой глубине не представляют особого практического интереса.

Итак, возникновение и развитие зоны многолетней мерзлоты приводят к значительному ухудшению условий питания подземных вод, к образованию в верхней части гидрогеологического разреза прерывистой или сплошной водоупорной мерзлой зоны и к превращению ГМ при наиболее глубоком промерзании в криогеологический ГМ.

Тектонические процессы способствуют перераспределению подземных вод, особенно в глубоких частях структур. Сейсмические явления способствуют созданию глубоких зон трещиноватости, в которых формируются трещинно-жильные воды — холодные вблизи поверхности и термальные на глубине. Температура, давление и состав вмещающих пород определяют основные черты минерализации и состава таких вод. Вулканические процессы

сопровождаются насыщением этих вод углекислотой и гидрокарбонатами, появлением бора, лития и других компонентов.

В разрезе ГМ выделяются зоны: аэрации и нисходящего сезонного движения подземных вод, сезонных колебаний уровня грунтовых вод, трещинно-грунтовых вод, трещинно-напорных вод. Мощность зоны аэрации в хорошо дренируемых горных областях на водоразделах и склонах достигает сотен метров, а иногда 1—2 км. В этой зоне образуется приповерхностный сток, обычно приуроченный к покровным отложениям и существующий 10—30 сут после инфильтрации осадков. Мощность зоны сезонных колебаний уровня подземных вод в горных районах может достигать нескольких десятков метров. Трещинно-грунтовые воды приурочены к зоне развития трещин выветривания. На водоразделах и в верхней части склонов эти воды встречаются обычно только в периоды атмосферного питания. Постоянное насыщение зоны выветривания наблюдается в нижней части склонов и в долинах рек. В долинах рек аллювиальные воды гидравлически связаны с поддолинными и подрусловыми водами и образуют с ними единую гидравлическую систему.

Трещинно-напорные воды связаны в основном с зоной региональной литогенетической и тектонической трещиноватости (класс вод $Т_7$). Кроме того, они могут быть приурочены к разным типам тектонических нарушений, контактов, жил, даек и рудных тел (класс вод $Т_9$). Гидрогеологические массивы, сложенные слоисто-кристаллическими и метаморфизованными осадочными породами, содержат пластовые воды $П_4$, а ГМ, образованные карбонатными отложениями,— трещинно-карстовые воды ($П_5$ и $Т_8$). Распространение разных типов подземных вод в ГМ имеет сложный характер (рис. 4). В недрах ГМ хорошо выражена мощная зона свободного водообмена, две другие гидронамические зоны — затрудненного и весьма затрудненного водообмена — залегают глубоко и изучены недостаточно.

Широкое распространение в ГМ получили пресные воды преимущественно гидрокарбонатного состава. В условиях засушливого климата в составе вод значительную долю составляют сульфаты и хлориды. Катионная часть состава пресных вод весьма изменчива и зависит от вещественного состава пород, рельефа, климата и других факторов.

Гидрохимическая зональность ГМ выражается в изменении (обычно увеличении) минерализации и состава вод от водоразделов вниз по склонам и в глубину. Наиболее глубокое проникновение пресных вод (до нескольких километров) наблюдается в Прибайкалье. В складчатых сооружениях Карпат и Кавказа, в строении которых принимают участие соленосные отложения, довольно часто вскрываются связанные с ними соленые воды и рассолы. В последние годы во многих пунктах древних кристаллических щитов (Балтийский, Украинский, Канадский и др.) обнаружены соленые воды и рассолы. Существуют различные точки зрения на их происхождение: метаморфизация захороненных вод,

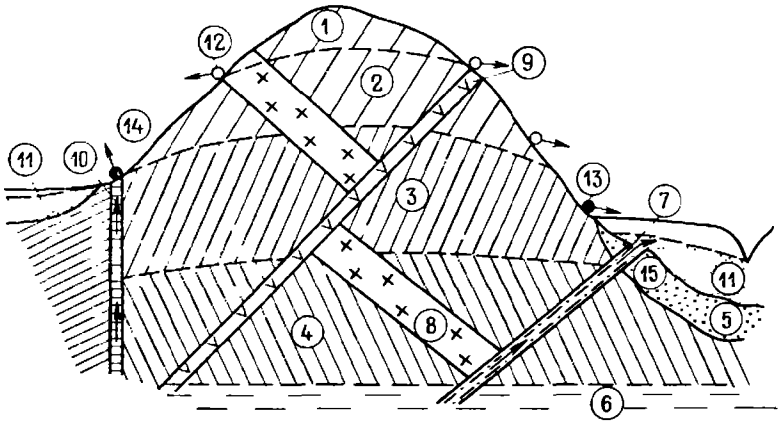


Рис. 4. Схема распространения типов подземных вод в ГМ:

1 — зона аэрации и нисходящего сезонного движения подземных вод; *2* — зона сезонных колебаний уровня грунтовых вод; *3* — зона трещинно-грунтовых вод; *4* — зона трещинно-напорных вод; *5* — трещинно-напорные воды погребенной зоны трещин выветривания; *6* — то же, зоны затухания трещин; *7* — то же, тектонических разломов; *8* — дайковые воды; *9* — воды рудных и нерудных жил; *10* — воды контактов; *11* — грунтовые воды аллювиальных отложений; *12—14* — источники (*12* — нисходящие сезонные, *13* — постоянные, *14* — постоянные восходящие); *15* — перелив трещинно-жильных восходящих вод в аллювий. Стрелками дано направление движения подземных вод

проникновение рассолов по разломам из артезианских бассейнов, восходящая разгрузка рассолов метаморфогенного и другого генезиса из глубинных зон Земли, радиолитическое преобразование древних седиментационных вод. Дальнейшее изучение этих вод покажет, имеется ли какая-то универсальная теория происхождения глубинных рассолов или их генезис объясняется многими причинами.

Температурная зональность ГМ в основном определяется характером рельефа, климатом и геологическим строением. Отмечается повышение температуры воды от вершин горных сооружений к их подошве. Величина этого повышения зависит от высоты гор и климатической обстановки. В пределах высокогорных сооружений юга СССР отмечаются наземное и подземное оледенения. Нижняя граница подземного оледенения последовательно опускается в направлении от Средней Азии (Памир, Тянь-Шань) и на северо-восток. В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области она залегает ниже уровня моря, охватывая не только горные сооружения, но и межгорные впадины. С глубиной происходит рост температур. У подошвы ГМ, ограниченных активными разломами, появляются термы, нередко образующие термальные линии. Температура терм свидетельствует о глубине их циркуляции; в отдельных случаях она достигает 90 °С и более.

Возраст ГМ определяется временем завершения складчатости, в результате которой закончился главный этап формирования геолого-структурной обстановки и началось его развитие как гид-

рогеологической структуры того типа, который наблюдается в современную эпоху. По возрасту ГМ различают древнейшие допалеозойские, сложенные преимущественно метаморфическими и изверженными породами (Балтийский, Украинский, Бразильский, Канадский и др.), палеозойские, образованные сильно метаморфизованными осадочными, вулканогенными породами, а также интрузивами (Уральский, Казахстанский и др.); мезо-кайнозойские, в которых получили преимущественное развитие слабо метаморфизованные отложения, широко проявлен молодой и современный вулканизм (Карпатские, Кавказские, Альпийские и др.). Кроме того, в особую группу выделяются ГМ, возникшие в домезозойское время, но претерпевшие в кайнозое этап тектономагматической активизации. К таким структурам относятся Саяно-Алтайские, Тянь-Шаньские, Байкальские и др. Каждая из выделенных групп ГМ характеризуется преимущественным распространением определенных типов скоплений подземных вод и некоторыми общими особенностями их формирования.

Адартезианские бассейны. Это — бассейны пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод синклинальных структур или грабенов, выраженных в отрицательных элементах, т. е. приуроченных к впадинам, депрессиям и котловинам. Для пород, слагающих эти бассейны, характерны высокая плотность, трещиноватость и метаморфизм углей (каменные, антрациты). Интенсивная трещиноватость обусловливает соединение всех водоносных горизонтов и зон в единую систему трещинных вод. Отмечается заметное затухание водообильности пород с глубиной, выявляются своеобразные гидрохимическая и газовая зональности. Примерами ААБ являются Криворожский на Украине, мульды Донецкого бассейна, Карагаидинский, Кузнецкий, Иссык-Кульский в его палеозойской части, некоторые ААБ Казахского мелкосопочника, Усинский из группы Печорских АБ, Минусинский, Букачачинский и некоторые другие в Забайкалье.

Размеры, форма, рельеф, климат, геологическое строение и возраст пород ААБ достаточно разнообразны. Сток подчинен гидрографической сети, слоистости и трещиноватости. Отмечается бо́льшая водообильность антиклинальных структур по сравнению с синклинальными и крыльями, водообильны также системы тектонических трещин.

Как правило, ААБ имеют верхний структурный ярус фундамента, но иногда они могут быть образованы и самым нижним ярусом чехла. В последнем случае гидрогеологическая структура становится очень сложной — в основании ее располагается фундамент, на нем лежит адартезианский бассейн и еще выше — наложенный артезианский бассейн. Например, центральная часть Иссык-Кульского адартезианского бассейна, сложенного палеозойскими отложениями, прикрыта кайнозойскими отложениями с одноименным артезианским бассейном. Точно так же в центральной части Кузнецкого ААБ находятся небольшие поля мезозойских АБ.

Широкое развитие такие же сложные структуры получили на территории молодых плит — Западно-Сибирской, Туранской и Скифской, где фундамент сложен двумя структурными этажами — нижним геосинклинальным и верхним промежуточным. Промежуточный этаж, залегающий на каледонидах или герцинидах, сложен породами перми и триаса (иногда девона и карбона), слабо дислоцированными, содержащими пластовые воды и имеющими мощность до 11 км. Этот этаж занимает до половины территорий молодых плит. В рассматриваемых районах геосинклинальный этаж фундамента представляет $ГМ_н$ и $ГМ_м$, промежуточный — ААБ, а чехол — АБ.

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

Артезианские бассейны (АБ) состоят из фундамента и перекрывающего его водоносного чехла. В чехле АБ распространены пластовые артезианские и грунтовые воды, а также трещинно-жильные воды в разломах. Во многих АБ в тесной связи с артезианскими водами (как одно целое) находятся месторождения нефти и газа. Трещинные воды фундамента имеют подчиненное значение.

Рельеф поверхности АБ достаточно разнообразен — это низменности, равнины, возвышенные равнины, плоскогорья, межгорные впадины, горные склоны и приподнятые плато. АБ горных стран занимают различное положение по отношению к элементам рельефа. Они могут быть приурочены к водоразделам и склонам, но обычно связаны с межгорными тектоническими впадинами и котловинами.

Сток. Осадки, испарение и сток распределяются на территории АБ довольно равномерно, подчиняясь климатической широтной зональности и орографической высотной поясности. Так, величины осадков и стока более значительны для АБ северных широт (модуль стока 11 л/ (с · км²) и заметно снижаются (до 0) для южных. Вместе с тем, в пределах отдельных бассейнов величины осадков и модуля стока на периферии АБ иногда растут с увеличением абсолютных отметок местности. Те же явления наблюдаются на возвышенностях внутри АБ. Высотная поясность достаточно отчетливо проявляется в горных артезианских бассейнах, расположенных на разных абсолютных отметках.

Гидрографическая сеть. Поверхностный сток на территории АБ направлен от его периферии к внутренним частям, малые реки сливаются в крупные, которые выносят всю массу воды за пределы АБ или во внутренние бассейны (оз. Балхаш, Аральское море и др.), где вода расходуется на испарение и накапливаются соли, приносимые водами. В связи с этим замечена тенденция к центростремительному направлению стока, а среди АБ и их частей различаются сточные и бессточные.

На территории сточных АБ избыток поверхностных и тесно связанных с ними подземных вод выносится за пределы бассей-

нов, а на территории бессточных — сток завершается в их внутренних частях, где поступающие с периферии поверхностные и подземные воды расходуются на испарение, что способствует засолению земель и накоплению солей.

Некоторые АБ, например, Иртышский, характеризуются наличием как сточных, так и бессточных частей. Минеральные (соляные) озера бессточных АБ и их частей нередко являются очагами разгрузки подземных вод, дренирования водоносных горизонтов и центрами засоления. Вблизи таких озер создаются ореолы засоления почв, грунтовых, а иногда и более глубоких подземных вод. Поверхностные и подземные воды составляют единую водную систему как сточных, так и бессточных АБ.

Фундамент АБ. Он содержит разнообразные типы трещинно-жильных вод (T_{6-9}). В отличие от ГМ, где в зоне выветривания обычно встречаются ненапорные воды, в фундаментах АБ практически всегда обнаруживаются напорные. По разломам, часто проникающим из фундамента в чехол АБ, осуществляется гидравлическая связь вод фундамента и чехла. Горячие, соленые, углекислые воды фундамента нередко выводятся в чехол, где соответственно создаются температурные и гидрохимические аномалии. Питание подземных вод фундамента происходит в основном за счет перелива вод из смежных структур (ГМ) и перетекания из водоносных пород чехла АБ.

В зависимости от состава пород фундамента различают ярусы, сложенные изверженными породами с трещинными водами, кристаллическими и метаморфическими сланцами с пластово-трещинными водами, песчано-сланцевыми и эффузивно-туфогенными толщами с пластово-трещинными и трещинно-пластовыми водами, карбонатными толщами с карстовыми, трещинно-карстовыми и карстово-трещинными водами, галогенными породами с пластово-трещинными, трещинно-пластовыми и карстовыми солеными водами и рассолами.

Поверхность фундамента неровная, с впадинами и поднятиями. Она называется ложем АБ. Поверхность ложа АБ полого или ступенчато погружается от периферии к внутренним центральным частям бассейна или краевым предгорным прогибам. Впадины фундамента определяют положение внутренней, наиболее глубокой части АБ, нередко заполненной древнейшими осадочными отложениями чехла, не наблюдающимися на его выступах. Мощность водоносных горизонтов во впадинах обычно больше, чем на выступах. Состав отложений во впадинах отличается значительной глинистостью.

Выступы поверхности фундамента, не выходящие на поверхность земли, называют скрытыми, а выходящие на дневную поверхность — открытыми. Открытые выступы в состав АБ не включаются и относятся к другому типу гидрогеологических структур — к ГМ. Такие выступы четко отделяют один АБ от другого. В некоторых случаях граница между двумя смежными АБ иногда проводится условно, но чаще она проходит по оси поднятия фун-

дамента, с учетом направленности стока подземных вод, т. е. с учетом гидравлического водораздела. В отдельных случаях выступы фундамента делят АБ на несколько частей. Скрытые выступы фундамента в самостоятельные гидрогеологические структуры не выделяются и относятся к ложу АБ.

В артезианском бассейне в связи с неровностями ложа различают краевую и внутреннюю части. Краевая часть (борт, крыло) характеризуется погружением ложа и нарастанием мощности чехла к внутренней или центральной части с наиболее глубоким залеганием фундамента. Крылья АБ бывают построены по-разному — путем налегания или примыкания слоев.

Чехол АБ. Располагающийся на фундаменте чехол АБ сложен разнообразными по составу и генезису породами. Осадочные отложения чехла платформенного типа отличаются составом, а также меньшей мощностью и дислоцированностью, чем толщи геосинклинального типа, которые сильно дислоцированы и слагают большинство ярусов фундамента. Наряду с осадочными отложениями в строении чехла АБ принимают участие разнообразные изверженные породы, имеющие большей частью подчиненное значение и вносящие в гидрогеологию АБ свою специфику. По форме залегания среди них выделяются покровы, потоки, силлы, дайки, лакколиты и диатремы (трубки взрыва). Изверженные породы наиболее широко развиты в Тунгусском АБ. Известны они и в АБ Русской платформы. Лакколиты Пятигорска прорывают мезозойские и кайнозойские породы юго-западного крыла Терско-Кумского АБ.

Слоистые осадочные отложения чехла АБ залегают на подстилающем их ложе или слабо дислоцированы (в форме куполов, антиклинальных и синклинальных складок, валов, флексур, сбросов и других нарушений бо́льшей частью платформенного типа). Эти нарушения являются гидрогеологическими «окнами», через которые осуществляются связь между водоносными горизонтами, их питание и разгрузка. Такова, например, роль Жигулевских дислокаций Самарской луки на Волге. Иногда антиклинальные поднятия (Жигулевское поднятие, Пугачевский вал, Терский хребет) являются очагами питания верхних и разгрузки нижних водоносных горизонтов. Водоразделы поверхностного стока также позволяют выделить внутри АБ бассейны второго и третьего порядков.

В чехле АБ выделяют водоносные горизонты, состоящие из одного (простые) или нескольких (сложные) водоносных пластов. Сложные водоносные горизонты могут состоять из пластов, различных по литологическому составу или одного состава, но разных по возрасту отличающихся по составу и возрасту, а также из переслаивания водоносных и водоупорных пластов, замещения водоносных пластов водоупорными по падению и простиранию. Название сложных по возрасту горизонтов рекомендуется давать от древних к молодым, т. е. соблюдая стратиграфическую последовательность (например, альб-сеноманский, кембро-ордовикский и т. п.).

Водоносные горизонты объединяются в водоносные комплексы. При выделении и описании водоносных комплексов учитываются не только водоносные горизонты, пласты и линзы, но и водоупорные породы, их подстилающие, покрывающие и разделяющие. Название водоносным комплексам дается в той же стратиграфической последовательности.

Водоносные комплексы объединяются в структурные ярусы — это наиболее крупные подразделения чехла, подобные ярусам фундамента. В основу выделения ярусов положены геологические особенности разреза чехла, такие, как перерывы, несогласия, мощные водоупорные разделяющие толщи и т. п. Например, в Московском АБ можно выделить нижний ярус додевонских отложений, сложенный породами рифея и нижнего палеозоя, средний ярус, представленный отложениями среднего и верхнего палеозоя и триаса (D—C—P—T), и верхний, образованный мезозойскими и кайнозойскими водоносными комплексами. Львовский АБ состоит из двух ярусов — нижнего, палеозойского и верхнего, мезозойского. Чехол Якутского АБ состоит из нижнего яруса, образованного докембрийскими и нижнепалеозойскими водоносными комплексами, среднего, сложенного пермскими и триасовыми отложениями, и верхнего яруса, представленного юрскими и меловыми комплексами.

Наряду с водоносными выделяются и водоупорные пласты, горизонты и разделяющие толщи («покрышки», как их называют нефтяники). Особенностью строения водоносных ярусов АБ является преобладание в нижних ярусах пластовых трещинных вод, а в верхних — пластовых поровых.

Взаимосвязь вод фундамента и чехла. Эта взаимосвязь сложна и разнообразна. В одних случаях наблюдается объединение водоносных зон фундамента и нижнего водоносного горизонта чехла, непосредственное слияние их подземных вод в сложный водоносный горизонт с единым напором и составом вод, в других — водоносные зоны фундамента и чехла отделяются выдержанным водоупором в виде закольматированной зоны трещин выветривания или глинистыми породами основания чехла. Неоднократно отмечались связь вод фундамента и чехла через гидрогеологические «окна» и разломы, а также перелив вод из чехла в фундамент или обратно в зависимости от гидродинамических условий, существующих в той или иной части АБ. Особенно велика роль разломов. Большое значение в обводнении краевых частей некоторых АБ имеют карбонатные закарстованные породы фундамента, из которых вода поступает в чехол (Прикаратауская часть Сырдарьинского АБ).

Границы артезианского бассейна. Если выступы фундамента выходят на поверхность, то границу АБ проводят по линии контакта осадочных отложений чехла с породами фундамента. Если же эти выступы скрыты под чехлом и на поверхность не выходят, то границу проводят по наиболее приподнятой поверхности выступа. Например, северо-западная граница Русского АБ про-

водится по контакту осадочных отложений чехла с кристаллическими породами Балтийского щита, западная — по Латвийской седловине, прикрытой породами девонского возраста, а южная — по Брянской седловине и Воронежскому поднятию. Граница между Приазовским и Терско-Кумским АБ проводится, например, по Ставропольскому поднятию.

Границы бассейнов второго порядка обычно проводятся по водоразделам. Например, граница между Ленинградским и Московским АБ проходит по Валдайской возвышенности, между Московским и Северо-Двинским АБ — по Северным Увалам, а между Обским и Прикарским АБ второго порядка — по Сибирским Увалам. Бывают и более сложные случаи, когда окраина одного АБ перекрывает крыло другого, как это, например, наблюдается на Воронежском поднятии (рис. 5).

Условия питания подземных вод. Различают внешние и внутренние области питания. Внешние области питания находятся за границей АБ и расположены в пределах структур, составляющих его обрамление (рис. 6). С внешних областей питания поверхностные и подземные воды поступают на территорию АБ. Наиболее благоприятные условия для перетекания из соседних структур подземного стока в АБ складываются в районах с гумидным климатом, где развиты хорошо проницаемые водовмещающие породы, например, на юго-востоке Западно-Сибирской области на

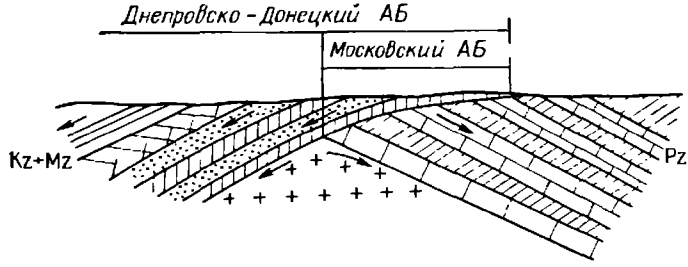


Рис. 5. Артезианский свод. Случай налегания окраины Днепровско-Донецкого АБ на крыло Московского АБ (по М. М. Васильевскому с дополнениями).
Стрелками дано направление движения подземных вод

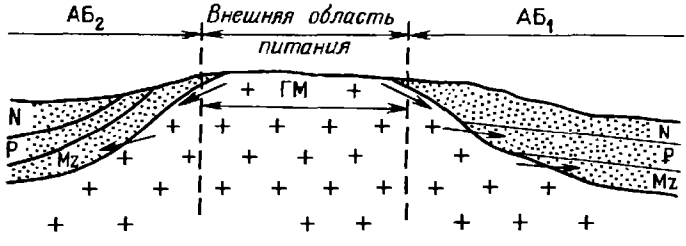


Рис 6. Положение внешней области питания АБ.
Стрелками дано направление движения подземных вод

границе с Алтаем, на юге Приазовского АБ на границе с Северным Кавказом.

Наименее благоприятные условия для формирования ресурсов подземных вод наблюдаются в районах аридного климата, перехвата подземного стока поверхностными водотоками и плохих фильтрационных свойств водовмещающих пород. Подобные условия наблюдаются, например, на границе Казахского мелкосопочника и Западно-Сибирской артезианской области (АО), Донецкого Кряжа и Приазовского АБ.

Часто преувеличивают роль внешнего питания АБ, не учитывая того, что основная масса подземного стока в пределах горно-складчатого обрамления перехватывается речными долинами и реками выносится в моря, озера и другие водоемы. В питании подземных вод близлежащего крыла АБ участвует подземный сток, образующийся в пределах узкой полосы горно-складчатого обрамления, а не всего водосбора горно-складчатой области, как считают некоторые исследователи.

Атмосферные осадки, выпавшие в пределах внутренней области, питают речную сеть, грунтовые воды бассейна, а через них и артезианские воды. Часть осадков расходуется на испарение и транспирацию. Помимо климатических факторов, важную роль в питании подземных вод играют состав четвертичных отложений, рельеф поверхности и т. д.

Во внутренней области питания выделяют зону поглощения — ту часть АБ, в пределах которой происходит инфильтрация или инфлюация поверхностных вод и атмосферных осадков непосредственно в водоносный горизонт. В отличие от внешней области питания, зона поглощения находится внутри АБ. К этой зоне относят выходы водоносных пластов на поверхность земли, не прикрытые водоупорными породами или прикрытые водопроницаемыми четвертичными отложениями, которые также входят в состав области поглощения. Примерами областей поглощения могут служить Силурийское плато, Валдайская возвышенность, Сибирские увалы и т. п.

К особому случаю сочетания внутренней и внешней областей питания следует отнести пролювиальный шлейф, спускающийся к подножиям гор Средней Азии. Такой же шлейф располагается и у подошвы южного склона Большого Кавказа; он служит областью поглощения Алазанского АБ. На востоке северного склона Большого Кавказа вблизи г. Хачмас находится Кубинский АБ, водами которого снабжается г. Баку.

Область поглощения АБ является одновременно и областью создания напора инфильтрационного происхождения. В этой области пьезометрическая поверхность имеет наивысшие абсолютные отметки. От нее эта поверхность погружается по направлению к областям разгрузки.

Питание водоносных горизонтов АБ происходит путем не только поглощения, но и перелива. Областью перелива называется область, в пределах которой происходит перелив подземных

вод из одной гидрогеологической структуры в другую, а очагом перелива называется гидрогеологическое «окно», где происходит перелив из одного водоносного горизонта в другой. Различают краевые и внутренние области перелива.

Краевые области перелива располагаются на границе АБ с ГМ и характеризуются переливом из ГМ в АБ, т. е. происходит питание АБ за счет вод ГМ. Например, из Балтийского щита на севере Карельского перешейка осуществляется перелив вод в водоносные горизонты северной окраины Ленинградского АБ, из Украинского ГМ поверхностные и подземные воды переливаются в Днепровско-Донецкий, Львовский и Причерноморский бассейны. Таким образом Украинский ГМ является внешней областью питания этих трех АБ.

К внутренней области перелива подземных вод относится область перелива из одного АБ в другой, реализуемого в пределах одной артезианской области или смежных артезианских бассейнов. Например, из Волго-Камского АБ подземные воды переливаются в Северо-Каспийский АБ на севере последнего, а из Сурско-Хоперского АБ — на западе.

Очаги перелива из одного водоносного горизонта в другой наблюдаются во многих АБ. Так, в Днепровско-Донецком АБ юрский водоносный горизонт переливает в меловой. Широко распространен перелив грунтовых вод в артезианские в областях питания и из артезианских водоносных горизонтов в грунтовые в очагах разгрузки артезианских вод. Эти очаги разгрузки нередко фиксируются гидрохимическими аномалиями, куполообразным залеганием соленых вод в аллювиальных водоносных горизонтах по долинам многих рек на Русской равнине.

Происхождение и динамика артезианских вод. В АБ выделяют два гидрогеологических этажа, различающихся условиями формирования подземных вод: верхний, в котором распространены преимущественно инфильтрогенные воды, и нижний, к которому приурочены собственно седиментационные и литогенные (элизионные и возрожденные) воды.

Верхний гидрогеологический этаж в АБ суши прослеживается на глубинах до 1 км. Нижней его границей обычно служит региональный водоупор. Движение подземных вод в верхнем этаже подчиняется законам гидростатики и направлено от областей поглощения и создания напора к областям разгрузки. Поскольку воды в основном имеют инфильтрационное (метеорное) происхождение, то и режим, господствующий в верхнем этаже, называется инфильтрационным.

Гидродинамический режим в нижнем гидрогеологическом этаже определяется другими причинами и связан с процессами литификации пород [5], отжатием связанных вод и переходом их в свободное состояние (элизионные процессы), дегидратацией монтмориллонитовых глин, гипсов и других отложений (образование возрожденных вод). Л. Н. Капченко [20] разделяет нижний этаж на два яруса: верхний — в основном седиментогенных уна-

следованных и элизионных вод с латеральной и вертикально-латеральной фильтрационной проводимостью пород и нижний — активного влияния возрожденных растворов на седиментогенные воды с латерально-вертикальной сквозьпластовой проводимостью толщ. Граница между ярусами проходит примерно на глубине 3—4 км.

Таким образом, в нижнем гидрогеологическом этаже области создания напора располагаются в центральных, наиболее прогнутых частях впадин, характеризующихся наибольшими мощностями глинистых толщ, а падение напора и движение вод, в отличие от верхнего этажа, направлено от центра к окраинам АБ (рис. 7).

Гидрогеологи-нефтяники часто называют гидродинамические процессы, происходящие в нижнем этаже, элизионными (от латинского слова *elisio* — выжимание). Это не совсем правильно, так как элизионные процессы — только часть гидродинамического режима. Важную роль играют также образование и движение возрожденных, метаморфогенных и других растворов, имеющих иную природу. Поэтому точнее называть гидродинамический режим в нижнем этаже литогенным.

Исходя из сказанного можно выделять АБ целиком с инфильтрационным режимом. Эти бассейны длительное время существовали над уровнем моря, и все их водоносные горизонты до фундамента промывались инфильтрационными водами. К таким АБ относятся и те бассейны, формирование маломощного чехла которых происходило в условиях континентального накопления (например, АБ Забайкалья и Дальнего Востока). Существуют АБ только с литогенным режимом; к ним относятся структуры, находящиеся под уровнем моря.

Большинство АБ платформ характеризуется инфильтрационным режимом выше регионального водоупора и литогенным — ниже него. Граница между ними обычно находится на глубинах

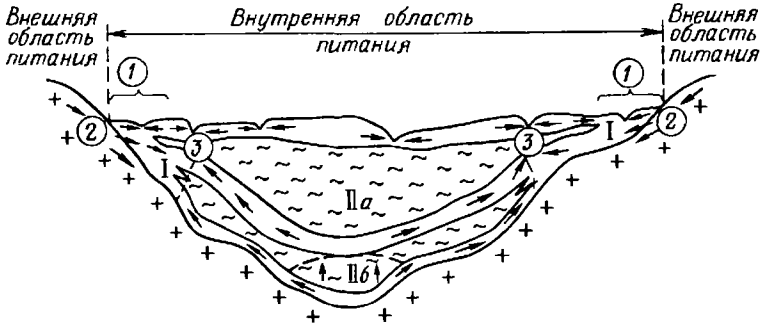


Рис. 7. Условия питания и динамики вод в АБ.

Зоны: *1* — поглощения для артезианских вод; *2* — перелива вод складчатого фундамента в артезианский водоносный горизонт; *3* — перелива из артезианского водоносного горизонта в грунтовые воды. Гидрогеологические этажи: I — верхний; II — нижний (а — верхний; *б* — нижний ярусы). Стрелками дано направление движения подземных вод

0,7—1,5 км. В наиболее глубоких частях разреза (более 4 км) при благоприятных условиях может возникать и термоупругий режим, вызванный различиями коэффициентов объемного термического расширения воды и пород.

Весьма важное значение для оценки направленности движения артезианских вод имеет изучение соотношения напоров в разных гидрогеологических этажах. Это соотношение определяется строением АБ, числом и мощностью водоупоров и водоносных горизонтов, их расположением в разрезе и плане. Установлены АБ (например, Приташкентский), в которых нижние водоносные горизонты имеют более высокую пьезометрическую поверхность, чем верхние. В Волго-Камском АБ установлено обратное соотношение напоров, а в Западно-Сибирском АБ отмечаются разные соотношения напоров в различных частях разреза.

В процессе развития артезианских структур происходит непрерывное перераспределение напоров, связанное с процессами уплотнения и изменения пород при литогенезе, тектоническими движениями, сейсмическими явлениями, развитием многолетней мерзлоты и другими причинами. Важное значение для понимания гидродинамики АБ, поисков нефти, газа и других полезных ископаемых имеет выявление зон с аномально высокими или аномально низкими пластовыми давлениями и изучение их природы.

Дренаж водоносных толщ (иногда неверно пишут «дренаж подземных вод») АБ наиболее интенсивно проявляется в приповерхностных его частях, особенно на окраинах. Он зависит от высоты области питания, условий выхода подземных вод на поверхность, высотного соотношения области питания и очагов разгрузки, характера области стока грунтовых и артезианских вод, а именно: от литологического состава пород, их пористости, кавернозности, трещиноватости, степени раскрытости водоносных горизонтов, коэффициента фильтрации и других свойств покрывающих и подстилающих их толщ. Огромное значение при этом имеет глубина вреза гидрографической сети. Глубокие погруженные части АБ обычно находятся в области исключительно медленного дренирования и, по мнению некоторых исследователей, даже в состоянии «застойного режима подземных вод». С последним никак нельзя согласиться. Можно говорить лишь об относительном покое подземных вод глубоких частей артезианских бассейнов.

Существуют местные очаги разгрузки, например многочисленные источники соленых вод в долинах и котловинах (Старо-Русские, Сергиевские термы, выходящие на дне оз. Байкал, и др.).

Региональные области разгрузки приурочены к берегам морей, долинам крупных рек. Такая разгрузка может происходить при миграции вод через водоупоры, излиянии по крупным региональным зонам разломов.

Роль физико-географических факторов в формировании артезианских вод. Хотя артезианские водоносные горизонты близко к поверхности подходят лишь на отдельных участках, физико-

географические факторы существенно влияют на их режим и особенности. В частности, в условиях гумидного климата складывается благоприятная обстановка для формирования значительных ресурсов пресных артезианских вод (каменноугольный водоносный комплекс Московского АБ). В аридном климате этого не происходит, поскольку питание горизонтов весьма слабое и, наоборот, интенсивно проявляются процессы засоления. Наиболее отчетливо эти явления видны в неоген-четвертичных комплексах Прикаспийского, Тургайского и других АБ.

Климат четвертичного периода сказался на охлаждении многих артезианских бассейнов: в Восточно-Сибирских, на севере Западно-Сибирского, в Печорском образовалась мощная зона многолетней мерзлоты. Граница распространения отрицательно-температурных и холодных вод опускалась в этих бассейнах на глубину 1,5—2,5 км. Бассейны, расположенные на юге СССР, отличаются распространением более теплых артезианских вод.

Физико-географические факторы влияют и на распределение напоров в пределах АБ. В верхней части гидрогеологического разреза замечена связь напоров с рельефом. На водоразделах в областях питания эта связь характеризуется снижением напоров от верхних горизонтов к нижним, что определяет возможность перетока вод от дневной поверхности вниз и питание водоносных горизонтов за счет выпадающих на водоразделе атмосферных осадков. В областях же разгрузки по долинам рек соотношение напоров обратное, т. е. повышение напоров происходит от верхних горизонтов к нижним, что обусловливает возможность перетока вод из нижних горизонтов в верхние, а в случае положительной пьезометрической поверхности и излияние вод в виде источников на поверхность. Долины крупных рек (Волга, Кама, Обь и др.) являются дренами не только для грунтовых, но и артезианских вод, причем дренирующее влияние прослеживается в водоносных горизонтах, залегающих на глубинах до 700 м (иногда более). Важную дренирующую роль выполняют также котловины крупных озер. Например, котловина оз. Ильмень — дрена девонских водоносных комплексов Московского АБ, а оз. Байкал — неоген-четвертичных водоносных комплексов Байкальских АБ.

Вековое промерзание АБ сопровождается преобразованием их гидрогеологических особенностей; чем более мощной становится мерзлая зона, тем существеннее изменения гидрогеологических условий АБ. Можно выделить три главных типа АБ в зависимости от условий их промерзания.

Бассейны первого типа характеризуются тем, что мощность мерзлой зоны меньше мощности пояса пресных вод и чехла осадочных пород бассейна. В таких АБ воды верхних подмерзлотных артезианских горизонтов пресные (например, в центральной части Якутского АБ).

В бассейнах второго типа мощность мерзлой зоны превышает мощность пояса пресных вод, но менее мощности осадочных по-

род чехла АБ. Пресные артезианские воды в чехле таких бассейнов промерзлой зоны распространены только соленые воды или рассолы, обычно имеющие отрицательную температуру — криопэги. Мощность пояса отрицательных температур этих АБ больше мощности мерзлой зоны и ниже ее располагается зона криопэгов. Отдельные линзы криопэгов могут находиться и непосредственно в пределах мерзлой зоны, а пресные воды — в подрусловых и подозерных таликах. В оставшейся непромерзшей части разреза происходят процессы криогенной метаморфизации, изменяющие состав подмерзлотных соленых вод и рассолов и вызывающие образование низкотемпературных гидрофильных минералов, кристаллогидратов, а также другие процессы, требующие дальнейшего изучения, особенно в региональном плане [1]. Происходят также существенные гидродинамические изменения, обусловленные промерзанием областей питания и стока, формированием регионального мерзлотного водоупора, препятствующего водообмену поверхностных и подземных вод. Роль мерзлой зоны как регионального водоупора в таких АБ усиливается. Все это позволяет выделить такие структуры, как криоартезианские бассейны (Оленёкский и Хатангский).

Осадочный чехол АБ третьего типа полностью промерзлый и не содержит подземных вод в жидкой фазе, за исключением вод в надмерзлотных и межмерзлотных таликах. Подземные воды в этих АБ могут быть вскрыты лишь ниже осадочного чехла в зонах трещин фундамента. Такие условия характерны для небольших межгорных АБ, не обладающих достаточно мощным чехлом. Эти бассейны получили название криогеологических (бассейны, лишенные артезианских вод осадочного чехла).

Агградация и деградация мерзлой зоны в пределах АБ влечет за собой перераспределение гидростатических давлений. Так, аномально низкие уровни (десятки и сотни метров ниже уровня моря) установлены в Усть-Енисейском и в Якутском АБ. Можно говорить и о так называемом криогенном напоре (по А. И. Ефимову), обусловленном криогенезом.

Вопрос, касающийся гидродинамических условий образования подземных вод АБ, является одним из наиболее сложных и слабо разработанных.

Роль палеогидрогеологических условий в формировании подземных вод. История гидрогеологического развития АБ оказывает большое влияние на современную гидрогеологическую обстановку. Например, длительное сохранение пресноводных условий осадконакопления способствует образованию мощной зоны пресных вод. Наибольшие мощности этой зоны (до 1,5 км) наблюдаются на юго-востоке Западно-Сибирской равнины, на северо-западе о. Сахалина, на востоке Сырдарьинского АБ и в других местах. В этих районах в течение миллионов лет происходили непрерывный и интенсивный вынос пресных вод с окружающих горных сооружений и накопление мощных осадков пресноводно-континентального генезиса.

Образование соленосных лагунных и морских отложений способствует засолению разреза и формированию соленых вод и рассолов. Исследования на Русской и Сибирской платформах, Туранской и Скифской плитах показали, что площадь распространения рассолов в значительной мере совпадает с областью развития соленосных фаций.

Для правильной оценки динамики подземных вод АБ необходимо различать и учитывать цикличность развития бассейнов. На первом этапе, когда бассейн находится под уровнем моря, происходят накопление осадков и зарождение водоносных горизонтов и водоупоров. В коллекторах на дне моря и лагун захороняются седиментационные морские или лагунные воды, а в илистых отложениях собирается огромное количество иловых вод, которые в процессе накопления и уплотнения осадков отжимаются в коллекторы — водоносные горизонты. Под влиянием геостатического давления и увеличения давления столба воды по мере прогибания дна бассейна происходит постепенная миграция подземных вод от областей с повышенным давлением к областям с низким давлением (как правило, берега и прибрежные части шельфа). Очагами разгрузки седиментационных вод и путями выхода их на поверхность в виде источников на берегах являются трещины разломов, пересекающие дно моря и выходящие на поверхность суши, ядра куполовидных складок, грязевые вулканы дна моря и прибрежной полосы и другие «окна».

Второй этап гидрогеологического цикла характеризуется субаэральным развитием АБ. В течение этого этапа происходит перераспределение давлений в связи с выходом бассейна на дневную поверхность. В водоносные горизонты начинают проникать атмосферные воды, которые постепенно вытесняют и замещают воды седиментационного генезиса. Происходит постепенная перестройка гидродинамики водоносных горизонтов: литогенный (элизионный) режим движения сменяется инфильтрационным. В процессе развития АБ такая перестройка динамики водоносных горизонтов может происходить многократно. Периодизация гидрогеологической истории АБ позволяет выделять в ней до 10, иногда более циклов, состоящих из литогенного и инфильтрационного этапов развития.

Гидрогеологическая зональность АБ. В артезианских бассейнах различают гидродинамическую, гидрогеохимическую, газовую, микробиологическую и температурную зональность.

Гидродинамическая зональность АБ определяется условиями водообмена. В вертикальном разрезе АБ выделяются следующие гидродинамические зоны: 1) верхняя — свободного водообмена; 2) средняя — затруднённого водообмена; 3) нижняя — весьма затруднённого водообмена. Для зоны свободного водообмена характерна открытая гидравлическая связь водоносных горизонтов с современной поверхностью АБ.

В состав зоны свободного водообмена входят зона аэрации, горизонт грунтовых вод, межпластовые восходящие воды, верх-

ние артезианские водоносные горизонты и трещинные воды зоны выветривания фундамента АБ в тех случаях, когда эти водоносные горизонты и зоны дренируются долинами речной сети. Подземные воды зоны свободного водообмена тесно связаны с водами поверхностных водотоков (рек, ручьев) и водоемов (морей, озер, болот), а также с атмосферными водами. Это обусловливает связь режима подземных вод верхней зоны с режимом атмосферы и поверхностной гидросферы.

За условную нижнюю границу зоны свободного водообмена часто принимается дно речных долин. Необходимо при этом учитывать и водоупоры. Для выявления этой границы И. А. Журавель предложил сравнивать положение уровней поинтервального опробования скважин, пройденных поперек долины реки. В скважине, расположенной вблизи русла реки, отметки уровней по результатам поинтервального опробования с глубиной возрастают вследствие влияния восходящего движения вод. В скважине, находящейся на борту долины, отметки уровней с глубиной падают по причине нисходящего движения инфильтрационных вод. Абсолютная отметка, на которой совпадут уровни вод указанных скважин, и принимается за нижнюю границу зоны свободного водообмена. Она располагается обычно на 100—500 м ниже уреза воды в реках. С увеличением глубины залегания водоносных горизонтов и мощности перекрывающих водоупоров условия водообмена ухудшаются. На этом основании в средней и нижней частях чехла АБ могут быть выделены гидродинамические зоны затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Границы между ними обычно проводятся условно по региональным водоупорам. Существуют и количественные методы для их разделения — по величинам расхода пластового потока длительности сроков водообмена и др. Кроме того, используются данные о соотношении напоров, положении пьезометрических уровней, а также косвенные показатели гидродинамической обстановки — гидрохимическая зональность, возраст вод, изотопная плотность, отношение He/Ar и др.

Рассмотренные выше инфильтрационный, литогенный и термоупругий режимы движения могут наблюдаться в разных гидродинамических зонах. Например, инфильтрационный режим может наблюдаться во всех выделенных зонах, литогенный характерен для зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена, а термоупругий может встречаться только в зоне весьма затрудненного водообмена.

Разнообразие гидрогеологических условий ставит перед исследователями сложные задачи, и вполне возможно, а иногда даже необходимо выделять не две-три, а большее число гидродинамических зон, обосновывая их соответствующими гидрогеологическими параметрами и учитывая конкретную гидрогеологическую обстановку.

Гидрогеохимическая зональность АБ. В вертикальном гидрохимическом разрезе артезианских бассейнов обычно

различают три гидрохимические зоны, типичные для районов с влажным климатом: 1) верхнюю (А) пресных вод с минерализацией менее 1 г/л; 2) среднюю — соленых вод с минерализацией 1—35 г/л; 3) нижнюю — рассолов с минерализацией свыше 35 г/л. Каждая гидрохимическая зона может быть подразделена на подзоны.

Для верхней гидрохимической зоны характерна тесная зависимость состава вод от климатических условий в настоящем и прошлом, от состава водовмещающих пород и их фильтрационных свойств, а также от совокупности других факторов, управляющих режимом водоносных горизонтов. В климатической зоне избыточного увлажнения, которая в СССР имеет наибольшее распространение, зона пресных вод отличается широким развитием и большой мощностью: она охватывает грунтовые и верхние артезианские водоносные горизонты местами до глубины 2000 м. Максимальная мощность зоны отмечается в пресноводных по происхождению осадочных толщах с интенсивным водообменом (юго-восток Западной Сибири, северо-запад о. Сахалина и др.).

Состав пресных вод в процессе катагенеза изменяется под воздействием преобразования органического вещества, деятельности сульфатредуцирующих и метановых бактерий, растворения и катионного обмена, отжима и латерального вытеснения связанных вод, цементации и перекристаллизации некоторых диагенных минералов. В результате пресные воды постепенно меняют состав с гидрокарбонатного магниево-кальциевого на гидрокарбонатный натриевый. При этом с глубиной возрастает минерализация (на несколько сотен граммов на килограмм), исчезает сульфат-ион, иногда появляется сероводород, накапливаются метан и хлор-ион.

В поясе недостаточного увлажнения грунтовые воды отличаются разнообразной минерализацией, имеют сложный состав с преобладанием сульфатов и хлоридов натрия. Часто выделяется особая зона вод континентального засоления пестрых по минерализации и составу. Непосредственно подстилающие их артезианские водоносные горизонты характеризуются наличием вод повышенной минерализации — большей частью солевых. Пресные воды встречаются здесь в виде линз, иногда крупных размеров, плавающих на соленых водах. Такие линзы обнаружены во многих местах Амударьинского АБ. Мощность центральных частей линз здесь достигает десятков метров. В ряде мест вода линз используется для водоснабжения.

Подземные воды средней гидрохимической зоны отличаются более высокой минерализацией. Различают слабо солоноватые (с минерализацией 1—3 г/л), сильно солоноватые (3—10 г/л) и соленые (10—35 г/л) воды. С этой зоной связаны наиболее ценные сероводородные воды нашей страны. Некоторые воды применяются в качестве лечебных, питьевых и бальнеологических. Среди солоноватых вод встречаются гидрокарбонатные,

сульфатные и хлоридные, а также смешанного анионного состава, преимущественно натриевые. Среди соленых вод преобладают хлоридные натриевые.

Зона соленых вод очень широко распространена в артезианских бассейнах СССР. Наибольшей мощности (до 4 км) она достигает в Западно-Сибирской АО. Такие воды обычно формируются в разрезе, сложенном нормальными морскими отложениями. Взаимодействие соленых вод и вмещающих пород сопровождается дегидратацией водных минералов, заменой пироксенов, амфиболов и основных плагиоклазов слоистыми водосодержащими силикатами (глинизация, серицитизация), изменением вещественного состава глин (переход монтмориллонита и каолинита в гидрослюды), образованием хлорита по биотиту и кальциевого цеолита. Вместе с породами происходит преобразование состава вод, газов, органического вещества, микрофлоры.

Воды морского генезиса проходят следующие стадии изменения состава: от сульфатно-хлоридных магниево-натриевых на начальных стадиях седиментации переходя в хлоридные натриевые на этапе раннего катагенеза, а затем в хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные в среднем и позднем катагенезе. Вещественный состав пород сказывается на преобразовании состава вод только на этапе раннего катагенеза.

Поведение отдельных компонентов химического состава вод имеет свои закономерности [25]. Содержание хлор-иона, натрия и кальция повышается одновременно с увеличением минерализации. Сульфат-ион в процессе катагенеза обычно исчезает. Концентрация магния сначала падает, а затем несколько повышается. Гидрокарбонат-ион сначала выпадает из растворов, а затем на этапе среднего катагенеза его содержание вновь возрастает. Концентрации брома, аммония, йода, калия и стронция в процессе катагенеза обычно увеличиваются. В растворе накапливаются также многие микрокомпоненты (SiO_2, Pb, Zn, Cu, Ba, V, Mn, Fe и др.), происходит эволюция органического вещества. Максимальные содержания растворенного в воде органического вещества наблюдаются вблизи нефтяных залежей. Гидрослюдизация монтмориллонитовых глин, сопровождающаяся их дегидратацией, как и газомиграционные процессы, способствует опреснению вод разреза и формированию гидрохимических инверсий.

Рассолы нижней гидрохимической зоны сосредоточиваются преимущественно во внутренних, наиболее глубоких частях артезианских бассейнов, где имеются соленосные формации (например, Европейская и Восточно-Сибирская АО, Амударьинский АБ). В этих условиях преобразование состава рассолов идет по пути увеличения концентрации хлоридов магния и кальция, брома, калия, стронция, рубидия, цезия, железа и других компонентов, а также насыщения рассолов метаном [16]. В составе рассолов при минерализации до 294 г/л преобладают хлориды натрия, а при более высоких — хлориды кальция и магния. В

условиях высоких давлений (более 60 МПа) и температур (свыше 200 °С) рассолы обогащаются металлами и различными труднорастворимыми в обычных условиях соединениями.

В бассейнах, лишенных соленосных формаций, крепкие рассолы не встречаются, но в основании, в глубоких частях имеются слабые рассолы, образование которых связано с миграцией их из соленосных пород фундамента (Западно-Сибирская АО). Процесс замещения древних соленых вод инфильтрационными водами малой минерализации, наблюдающийся во многих АБ, приводит к закономерному распределению вод различной минерализации и состава — т. е. формированию характерной гидрохимической зональности. В некоторых АБ лишь краевая зона (в области питания) охвачена проникновением инфильтрационных вод и соответствующим опреснением бассейна (например, бассейны Причерноморской впадины, Предкавказья, Западной Сибири).

Развитие описанных выше процессов приводит к формированию характерного зонального распределения вод различного состава в пределах АБ. В краевой части бассейна, начиная непосредственно от области поглощения, располагаются зоны слабоминерализованных вод, обычно гидрокарбонатных кальциевых. Далее следует зона пресных или солоноватых гидрокарбонатных натриевых или гидрокарбонатных сульфатных натриево-кальциевых вод. За ней идет переходная зона смешанных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых или сульфатно-хлоридных вод и, наконец, зона хлоридных вод, представляющая собой область глубоких древних сильноминерализованных вод бассейна. В этой зоне с отдельных случаях выделяются подзоны вод хлоридного натриевого хлоридного кальциево-натриевого, хлоридного натриево-кальциевого и хлоридного кальциевого состава с высоким содержанием брома и с преобладанием калия над натрием.

В настоящее время накопился обширный фактический материал, свидетельствующий о смене одних гидрохимических зон другими в пределах одного водоносного горизонта по мере его погружения от области питания в глубокие части АБ. Например, в девонских слоях северного склона Воронежского поднятия на крайнем юге Московского АБ находятся пресные, бо́льшей частью гидрокарбонатные воды. В северном направлении с погружением девонских слоев появляются воды сульфатного натриево-кальциевого состава с сухим остатком 4,5 г/л («Московская минеральная вода»). В более глубоких слоях девона находятся соленые воды и рассолы.

Изучение краевых и центральных частей АБ с точки зрения соотношения различных гидрохимических зон позволяет в некоторых случаях выделить несколько основных типов вертикального гидрохимического разреза бассейнов. В гидрохимических разрезах первого типа отмечается присутствие только зоны пресных вод. Она прослеживается до ложа АБ, в котором скважины вскрывают тоже пресные воды. Разрезы такого типа встречаются на окраинах артезианских бассейнов там, где глубина их

невелика и имеет место питание артезианских пластов, а не их разгрузка.

Гидрохимические разрезы второго типа характеризуются присутствием двух гидрохимических зон — пресных (А) и соленых (Б) вод, причем зона А располагается над зоной Б. Такие разрезы обычно встречаются на некотором удалении от границ бассейнов, в более глубоких их частях.

Разрезы третьего типа характеризуются наличием трех гидрохимических зон — пресных, соленых вод и рассолов (В), последовательно залегающих одна над другой. Этот тип гидрохимического разреза присущ центральным наиболее глубоким частям АБ.

Кроме перечисленных типов гидрохимических разрезов, наиболее характерных для бассейнов, расположенных во влажном климатическом поясе, встречаются и другие типы разрезов, отличающиеся: а) уменьшением минерализации от дневной поверхности до фундамента (например, такое явление наблюдается на глубинах до 2 км в Большом Артезианском бассейне Австралии); б) сначала уменьшением минерализации с глубиной, а затем возрастанием ее к фундаменту; в) сначала возрастанием минерализации с глубиной, а затем уменьшением ее к фундаменту; г) более сложными гидрохимическими соотношениями в вертикальном разрезе АБ. Такие гидрохимические разрезы обычно формировались в специфических условиях и при их изучении необходимо учитывать гидрогеологические, в особенности гидродинамические, условия аномальных частей АБ.

Прослеживая распространение основных типов гидрохимических разрезов в пределах различных АБ, можно установить, что разрезы первого типа обрамляют бассейны со стороны области питания, второго типа — примыкают к первому, а третьего — распространяются преимущественно в центральных частях бассейна. Те части АБ, строение которых соответствует одному из рассмотренных типов, получили название гидрохимических поясов. Выделяются три основных пояса: I — однозональный (зона А); II — двухзональный (зоны А и Б); III — трехзональный (зоны А, Б и В).

Подземные воды каждой гидрохимической зоны имеют свое особое значение в народном хозяйстве. Графики изменения минерализации и состава вод с глубиной показана на рис. 8. Верхняя часть кривых до перегиба характеризует интенсивность выщелачивания солей, связанного с проникновением инфильтрационных вод. Нижняя часть, соответствующая максимальной минерализации, отражает степень накопления солей в литогенных водах. В этом видна связь гидродинамической и гидрохимической зональностей. Но не следует увлекаться подменами гидродинамических зон гидрохимическими, и наоборот, — принципы их выделения различны, хотя границы иногда совпадают.

Газовая зональность. Наряду с гидрохимической в артезианских бассейнах отчетливо прослеживается газовая зональ-

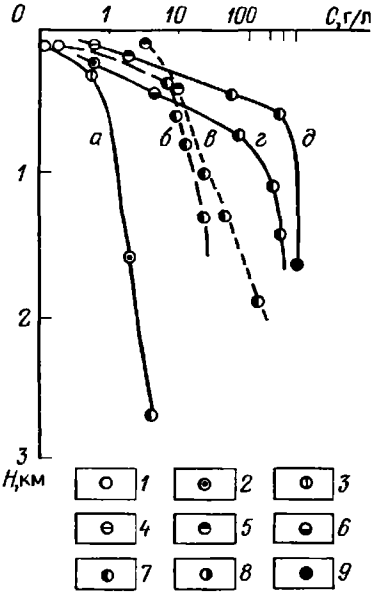


Рис. 8. Графики изменения минерализации C и состава артезианских вод с глубиной H.

а — Байкальские АБ; *б* — северо-запад Западно-Сибирской АО; *в* — Каракумский АБ; *г* — Московский АБ; *д* — Ангаро-Ленский АБ. Состав артезианских вод: *1* — HCO_3 Ca; *2* — HCO_3-Ca; *3* — HCO_3-Na; *4* — SO_4-HCO_3-Ca-Na; *5* — SO_4-Cl-Na; *6* — SO_4-Ca-Na; *7* — Cl-Na; *8* — Cl-Ca-Na; *9* — Cl-Na-Ca

ность. Она тесно связана с процессами катагенеза пород, изменением их минерального состава, дегидратацией, преобразованием органического вещества, фазами нефте- и газонакопления, стадиями углефикации пород. В водоносных горизонтах присутствуют газы, как растворенные в водах, так и в виде скоплений. Можно выделить два основных направления, по которым идет изменение газового состава вод с глубиной: 1) $O_2+N_2\rightarrow CO_2+$ $+N_2\rightarrow N_2$; 2) $O_2+N_2\rightarrow N_2+CH_4\rightarrow$ $\rightarrow CH_4+$ тяжелые углеводороды. Первое направление характерно для краевых частей АБ и для таких разрезов на глубине, в которых отсутствуют битуминозные породы и скопления горючих флюидов. В приповерхностных частях АБ встречены газы воздушного происхождения (кислород и азот). С глубиной кислород расходуется на окисление, а в составе газов наряду с инертным азотом появляется углекислый газ. Еще глубже углекислый газ расходуется на образование гидрокарбонатов и в самых глубоких частях бассейна, перекрытых водоупорными породами, азот начинает обогащаться гелием.

Второй тип изменений характерен для разрезов, в состав которых входят битуминозные породы, горючие сланцы, скопления нефти и газа. В этом случае азотные газы с глубиной замещаются метаном и тяжелыми углеводородами. На определенной глубине могут появиться скопления горючих газов (метан и тяжелые углеводороды), глубже — скопления газа и нефти и на еще большей глубине — нефти. В отдельных случаях встречаются скопления свободного азота и еще реже, в приповерхностных слоях, — углекислоты. При благоприятных условиях в глубоких недрах АБ происходит обогащение вод и газов водородом, гелием, иногда в количествах, имеющих практическое значение.

В. А. Соколовым была установлена следующая зональность генерации метана и его гомологов в земной коре: 1) до глубины в несколько сотен метров располагается биохимическая зона, где формируются сухие метановые газы без примеси тяжелых углеводородов; 2) ниже, до глубины 1,5 км, находится переход-

ная зона, в которой отмечается затухание биохимических процессов и активизация термокаталитических; 3) на глубинах 1,5—6 км находится термокаталитическая зона (с температурой до 250 °С), где происходит накопление основных масс нефти и углеводородных газов; 4) на глубинах свыше 6 км располагается газовая зона (с температурой до 500 °С) преимущественного образования метана.

Катагенетическое преобразование рассеянного органического вещества приводит к накоплению в газовой фазе азота, метана, углекислоты и сероводорода. В. Н. Холодов [40] установил, что при погружении пород на глубину 5—9 км теряется до 65 % массы исходной органики, причем примерно 18 % идет на формирование битуминоидов и нефти; 15,9 % водорастворимых битуминоидов; 38,3 % — углекислого газа и метана и др. По данным Л. М. Зорькина и др., 1 м³ воды нефтегазоносных районов содержит следующее количество углеводородных газов (в м³): Урало-Волжский район 1—1,3; Западная Сибирь 2—3; Средне-Каспийская впадина 4—5; Индоло-Кубанский прогиб 9. Общие запасы растворенных в воде газов оцениваются для Советского Союза в $4 \cdot 10^{15}$ м³, для всего мира — более 10^{16} м³ [19].

Определенные закономерности прослеживаются и в поведении других газов. Содержание азота, например, возрастает с увеличением геологического возраста пород от кайнозойского к палеозойскому, что связано с затуханием генерации углеводородов. Для сероводорода выделяются два пика: первый связан с биохимическими процессами (на небольших глубинах до 0,3 км), второй — с термохимическими (на глубинах около 4 км). Углекислый газ образуется в верхней части разреза в условиях интенсивного окисления органики и ее продуктов. Значительные количества углекислоты накапливаются при гидролизе карбонатных минералов (десятки кубических метров газа на кубический метр породы).

Микробиологическая зональность. Еще В. И. Вернадский в своих трудах о биосфере обращал внимание на огромное значение организмов в жизни природных вод. В дальнейшем М. С. Гуревич, Б. В. Перфильев, Л. Е. Крамаренко и другие исследователи установили, что микроорганизмы для своей жизни нуждаются в воде, органическом веществе, благоприятных температурах, химических физико-химических и других условиях. Эти условия зонально меняются, что определяет зональное размещение микроорганизмов, наряду с которым отмечается и азональное их распространение.

В разрезе земной коры довольно ясно выделяются три микробиологические сферы, различающиеся по составу, численности и специфике жизнедеятельности микробиологического населения. В пределах каждой сферы существуют зоны и микрозоны. Верхняя сфера, охватывающая почвенные отложения, наиболее богата по числу и разнообразию бактерий. Для нее характерно развитие биохимических процессов разложения содержащихся

в почве органических веществ. Глубина распространения верхней сферы изменяется от 0,5 до 3 м.

Ниже залегает средняя сфера, в которой активно развиваются процессы выветривания и аэрации. Бактериальное население ее довольно велико и разнообразно. Наряду с аэробными здесь существуют и анаэробные бактерии. Мощность сферы измеряется единицами, десятками, а иногда и сотнями метров.

Под средней микробиологической сферой залегает нижняя, которая отличается сравнительной бедностью бактериального населения. Здесь распространены преимущественно анаэробные формы. Распространение той или иной физиологической группы микроорганизмов определяется составом имеющихся органических соединений, наличием необходимых минеральных веществ, минерализацией и температурой воды, а также другими условиями среды. Глубина этой зоны зависит от минерализации подземных вод и температуры (на глубинах с температурами свыше 100 °С микробиологическая жизнь замирает). В последние годы в Галапагосских термах на дне Тихого океана обнаружены бактерии, способные жить и размножаться при температурах значительно выше 100 °С. Следовательно, вопрос о температурном пределе развития жизни на Земле (и других планетах) необходимо пересмотреть. По мнению некоторых ученых, при минерализации свыше 140 г/л она приостанавливается. Мощность нижней сферы изменяется от сотен метров до нескольких километров.

Исследования артезианских вод нижней сферы показали, что они заселены разнообразными группами бактерий: аммонифицирующих, денитрифицирующих, десульфурирующих, ассимилирующих соединения углерода, синтезирующих метан из углекислоты и водорода и др.

Распределение бактерий в АБ* зависит от условий среды обитания. Подземные воды верхних водоносных горизонтов в открытых структурах обильно заселены разнообразной микрофлорой с преобладанием аэробных групп бактерий, использующих свободный кислород. Подземные воды полураскрытых структур, находящихся в обстановке затрудненного водообмена, бедны микрофлорой; при этом развиваются преимущественно анаэробные формы бактерий, использующие связанный кислород. Отмечается разнообразие и обилие микробов в краевых частях АБ, где выявлена связь микрофлоры с характером питания водоносных горизонтов. С ростом глубины и затруднением водообмена происходит сокращение числа групп бактерий и их количества. Под воздействием бактерий происходит преобразование состава артезианских вод; из воды удаляется сульфат-ион и появляется сероводород. В карбонатных толщах содержание сероводорода

---

* Л. Е. Крамаренко [26] установила, что при повышении минерализации с глубиной населенность вод микроорганизмами уменьшается. При инверсионном гидрохимическом разрезе уменьшение минерализации с глубиной обусловливает активное развитие бактерий.

в артезианских водах может достигать очень больших величин, которые, например, установлены в Восточно-Сибирской АО (до 2 г/л) или в Душанбинском АБ (до 1,9 г/л). В песчано-глинистых отложениях, наоборот, сероводород связывается с железом и в воде практически отсутствует.

Оптимальные условия для развития микрофлоры характеризуются температурами 30—50 °С. Однако некоторые бактерии приспосабливаются и к более высоким температурам. Так, на северо-западе Западно-Сибирской АО в интервале опробования 1302—1344 м выделены термофильные десульфурирующие и тионовые бактерии, хорошо развивающиеся на искусственных средах при температурах 70—65 °С и плохо — при более низких. В холодных подмерзлотных водах Восточно-Сибирской АО выделены криофильные бактерии, интенсивно развивающиеся при температурах 5—7 °С и слабо — при более высоких. Зона температур 90—100 °С может быть названа условно абиогенной, хотя споры микробов сохраняют способность к жизнедеятельности и при более высоких температурах.

Отмечена связь между химическим составом подземных вод и наличием определенных групп и видов бактерий. Так, в азотных гидрокарбонатных натриевых водах Западно-Сибирской АО метанокисляющие бактерии не были обнаружены, тогда как в подземных водах, содержащих метан, эти бактерии обычно встречаются. Денитрифицирующие бактерии, продуцирующие молекулярный азот, часто встречаются в подземных водах с наличием биогенного (безаргонного) азота. В результате жизнедеятельности бактерий наряду с образованием сероводорода отмечается появление ионов аммония, гидрокарбоната и углекислого газа, уменьшение содержания ионов SO_4^{2-}. Изучение микрофлоры подземных вод имеет большое значение для решения разнообразных гидрогеологических вопросов, в том числе при выделении гидрохимических и гидродинамических зон, разработке проблемы формирования подземных вод, поисках нефти и газа.

Температурная зональность. Температура подземных вод АБ чрезвычайно разнообразна. В приповерхностных частях АБ Арктики и некоторых бассейнах бореального пояса широко развиты отрицательнотемпературные подземные воды (до —14 °С).

Под зоной отрицательнотемпературных вод и к югу от нее располагаются зоны холодных (с температурой от 0 до 35 °С), горячих (35—100 °С) и сверхгорячих вскипающих (100—500 °С) вод. В глубоких частях бассейнов Западной Сибири были вскрыты воды с температурой свыше 100 °С. Есть все основания полагать, что в глубоких частях фундамента АБ будут вскрыты воды с температурой, значительно превышающей 100 °С. В более глубоких частях земной коры отмечается наличие горячих паров воды с температурами 500—1200 °С. Наконец, на еще бо́льших глубинах и при наиболее высоких температурах предполагается существование диссоциатов воды — водорода и гидроксила.

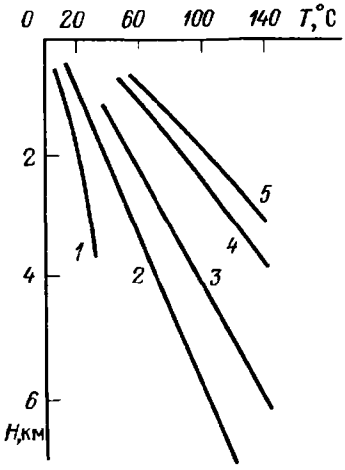


Рис. 9. Графики изменения температуры T недр с глубиной H в артезианских областях (по Г. А. Юдину, 1982 г.).

Области: *1* — Восточно-Сибирская; *2* — Восточно-Европейская; *3* — Северо-Американская; *4* — Северо-Африканская; *5* — Австралийская

В направлении от полярных стран к экватору отмечается общее потепление артезианских вод. Вначале исчезают отрицательнотемпературные воды, распространение которых ограничено арктическими и бореальным поясами. Затем постепенно исчезают холодные воды. И, наконец, в экваториальных АБ в приповерхностных слоях бассейнов преобладают теплые воды, а на небольшой глубине — горячие.

Итак, в артезианских бассейнах Земли отмечается существование широтной и глубинной зональностей (рис. 9). С севера на юг можно выделить АБ весьма холодные (полярные страны, Арктика и Субарктика), умеренно холодные (бореальный пояс), теплые (средиземноморский пояс) и, наконец, горячие и очень теплые (экваториальный пояс). В исключительных случаях наблюдаются в АБ температурные аномалии, когда поверх холодных вод располагаются теплые. Природа таких аномалий разнообразна и каждый раз должна изучаться.

Классификация артезианских бассейнов. По условиям гидрогеологического строения выделяют АБ платформенного типа, краевых прогибов, орогенные и горных складчатых областей. Среди последних различают межгорные АБ (простые и сложные), предгорные (передовых хребтов), латеральные и склоновые, медиальные, внутригорные, нагорные и приводораздельные.

Каждый тип выделенных АБ характеризуется своими гидрогеологическими особенностями, условиями динамики, гидрохимической зональностью и др.

Артезианские бассейны платформенного типа располагаются во впадинах фундамента и в синеклизах; они имеют изометричную форму и значительные размеры (до 1 млн. км^2, иногда больше). Наиболее глубокими обычно являются центральные части АБ. К типичным примерам бассейнов этого типа можно отнести Московский и Тунгусский АБ.

Бассейны краевых прогибов отличаются от платформенных тем, что наиболее глубокая часть АБ сдвинута в краевой предгорный прогиб. Они вытянуты согласно с простиранием смежных горных систем; крылья их разновелики и асимметричны.

Многочисленные бассейны горных складчатых областей значительно меньше по размерам и разнообразны по гидрогеологическому устройству.

Межгорные АБ располагаются между горными сооружениями во впадинах типа грабенов или синклинальных складок. Среди них выделяются одиночные простые АБ и сложные, состоящие из цепочек бассейнов, расположенных в продольной впадине (например, многие Забайкальские АБ) или в крупной депрессии изометричной формы (Нижне-Зейский АБ).

Предгорные АБ приурочены к предгорным прогибам (Предкопетдагский, Предкарпатский и др).

Латеральные и склоновые АБ находятся на склонах горных сооружений. Они отличаются асимметричным строением (одно крыло, расположенное на склоне, сильно приподнято, а другое, расположенное вдали от склона у его подошвы, опущено) и вытянуты вдоль склона (например, Сочинский, Алазанский на Кавказе, Душанбинский в Таджикистане).

Медиальные АБ образуют системы небольших мульдообразных бассейнов на погружении осей горных складчатых сооружений; к ним относятся Керченско-Таманские, Апшеронские, Центрально-Кызылкумские и др.

Внутригорные АБ находятся в пределах горного сооружения, составляя с ним одно целое. Наконец, нагорные АБ представляют собой небольшие наложенные бассейны на вершинах гор. Известны они в горном Дагестане. Небольшие приводораздельные АБ, сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями, известны в пределах Украинского кристаллического массива.

Возраст АБ. Возраст АБ определяется началом образования его чехла, т. е. заложения самого нижнего водоносного комплекса или горизонта. Наиболее древними являются бассейны, в основании осадочного чехла которых находятся неметаморфизованные отложения протерозоя — нижнего кембрия. Таковы бассейны Русской платформы (валдайский и балтийский водоносные комплексы) и Сибирской платформы (синийский комплекс). Их формирование началось с докембрийского — нижнекембрийского времени и продолжается до наших дней. В мезозойских АБ мезозойские отложения залегают на домезозойском фундаменте (таковы АБ Забайкалья). Известны АБ палеогеновые, неогеновые и даже четвертичные. Наиболее распространены АБ доналеозойского заложения. Ограниченное развитие получили кайнозойские АБ. Возраст АБ определяют длительность формирования его подземных вод.

Водоносность и нефтегазоносность АБ. Помимо подземных вод различного состава и генезиса в глубоких частях многих артезианских бассейнов находятся залежи нефти и газа. Эти части выделяются как нефтегазоносные бассейны.

Температурная гидрохимическая, газовая и микробиологическая зональности находятся в парагенетической взаимосвязи с зональностью распределения углеводородных флюидов — нефти и горючих газов, а также с увеличением числа и мощности глинистых водоупоров с погружением водоносных комплексов от бортов артезианских бассейнов к их внутренним, наиболее глу-

боким частям. Например, при изучении Усть-Енисейского АБ установлено, что наиболее крупные скопления газа и газоконденсата сосредоточены в структурах, приближенных к центру прогиба, т. е. к внутренним частям АБ, наиболее глубоким. Залежи прибортовых структур по объему скоплений углеводородов значительно меньше.

Ловушки структур в прибортовых частях Усть-Енисейского АБ меньше ловушек структур внутренних областей АБ. Прибортовые части структур характеризуются скоплениями углеводородов на глубинах не более 1900 м, тогда как во внутренних частях АБ — более 2000 м. При этом во внутренних частях АБ по мере приближения к центру бассейна скопления газа приурочены к все более древним отложениям. Залежи имеют газо-водяные контакты и разобщаются водоносными горизонтами. Наиболее крупные залежи размещаются в средней части продуктивного разреза валанжина (нижний мел). Выше- и нижележащие залежи значительно уступают им по запасам и по высоте. В пределах одного и того же месторождения крупные залежи экранируются меньшими по мощности водоупорами (покрышками), чем мелкие залежи, что показывает независимость размещения залежей от мощности покрышек. Для данного АБ отмечается присутствие в нижней части продуктивных отложений верхнего валанжина хлоридно-гидрокарбонатных вод с содержанием гидрокарбонатов от 10—25 до 50 % и более. Над этими водами залегают хлоридные натриевые воды.

Для Западно-Сибирской АО, Амударьинского, Волго-Камского и Днепровско-Донецкого АБ установлено зональное изменение размещения залежей нефти и газа. Оно заключается в закономерном изменении состава и физических свойств нефтей с глубиной, при этом уменьшается плотность нефтей, а их метанизация сопровождается возрастанием газоносности разреза. Нафтеновые нефти с глубиной сменяются метаново-нафтеновыми и метановыми. Следовательно, наиболее погруженные части крупных АБ являются зонами преимущественного газонакопления, а регионально приподнятые — зонами нефтенакопления, что подтверждается практикой разведки нефтяных и газовых месторождений АБ.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

К вулканогенным бассейнам (ВБ) относятся бассейны стока верхне-, внутри- и межлавовых вод, приуроченных к различным вулканическим образованиям — конусам вулканов, покровам, потокам застывших лав и т. д. Они представлены многочисленными и подчас обширными покровами, потоками лав и сопутствующими им вулканогенными породами, туфами и другими пирокластами. Вулканогенные образования залегают на поверхности эрозионно-тектонического рельефа и перекрывают артезианские бассейны и гидрогеологические массивы. Подошва вулканоген-

ного бассейна (его основание) неровная — с крупными понижениями, приуроченными к погребенным долинам, озерным котловинам и другим отрицательным формам рельефа, и поднятиями, отражающими возвышенные элементы рельефа — склоны и водоразделы, залитые лавами.

Рельеф кровли ВБ также неровный и разнообразный. Это в основном платообразные возвышенности и горы, плоские или выпуклые щитообразные поверхности, конусы потухших и действующих вулканов, цокольные террасы по долинам рек, сложенные долинными базальтами, иногда в той или иной степени эродированные вершины и водоразделы гор, обширные лавовые плато. Но в отдельных случаях, как, например, в Закарпатье, наряду с Выгорлат-Гутинской вулканогенной грядой встречаются и холмогорья. В зависимости от характера рельефа сток может быть различно ориентирован.

Геологическое строение ВБ. Эти бассейны отличаются весьма разнообразным строением. Вулканогенные образования слагают нагорные платобазальты (Армения, юг Приморья и Камчатка), вулканические поднятия (Кавказ, Камчатка и Курилы), вулканические склоны (Карпаты, Сихотэ-Алинь), вулканические депрессии и грабены (Приамурье и юг Камчатки), а также кальдеры в районах современного вулканизма (рис. 10). Эффузивы и туфы слагают вулканы, потоки и покровы лав, переслаивающиеся с пирокластами, купола, жерловины и дайки. Различные сочетания всех этих вулканогенных образований нередко пере-

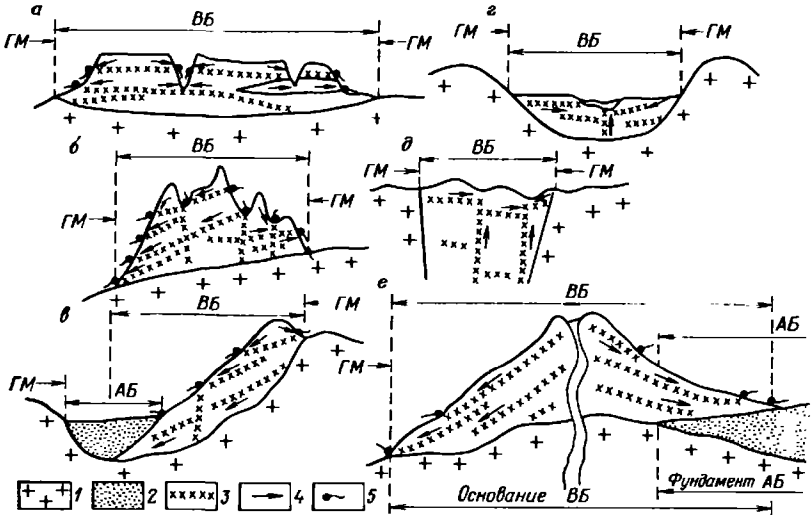


Рис. 10. Структурно-геологическая типизация вулканогенных бассейнов.

а — нагорные платбазальты; *б* — вулканические поднятия; *в* — вулканический склон; *г* — вулканическая депрессия; *д* — вулканический грабен; *е* — конус вулкана. *1* — интрузивные породы; *2* — осадочные породы; *3* — обводненные зоны; *4* — направление движения подземных вод; *5* — источники

сланваются с туфогенными и нормальными осадочными породами. При этом в одних случаях преобладают лавы, а в других пирокласты (Курильские острова).

Следует особо остановиться на закономерностях распределения трещин и пустот и связанной с ними водоносности вулканогенных пород. Эффузивные породы отличаются большим разнообразием фаций, образуют различные по характеру распределения пустотности тела. Поскольку тип и интенсивность извержений, а также состав вулканических продуктов во времени изменяются, а излияния магмы чередуются с накоплением вулканитов и терригенных, реже других отложений, то ясно, что толщи вулканогенных образований имеют сложное и неоднородное строение.

Рассмотрим особенности распределения скважности в эффузивах неоген-четвертичного возраста, широко развитых на Малом Кавказе, юге Дальнего Востока, Камчатке, Курилах.

Кислые эффузивы обычно являются более вязкими и плотными, обладают меньшей пористостью и трещиноватостью по сравнению с основными разностями. В кислых эффузивах преобладает плитчатая отдельность, в базальтах — вертикальные и крутопадающие трещины. При одинаковой величине общей скважности лавы с толстостолбчатой и крупноглыбовой отдельностью имеют значительно бо́льшую открытость трещин, чем лавы с брекчиевидной и шаровой отдельностью. Туфы и туфобрекчии обычно отличаются меньшей скважностью, чем эффузивы. Самой высокой пустотностью характеризуются шлаковые разновидности базальтов, кислые и средние разности эффузивов с пемзовой текстурой.

Несмотря на то что пористость обычно составляет более 50 % общей скважности, водопроницаемость плиоцен-четвертичных эффузивов определяется в основном трещиноватостью. В поровом пространстве создаются емкостные запасы подземных вод, а по трещинам происходит их движение. Исключение представляют некоторые шлаковые и пемзовые разновидности эффузивов, обладающих исключительно высокой пористостью. В них поры служат и емкостями и путями движения. Таким образом, в неоген-четвертичных эффузивах распространены главным образом воды классов $Л_{10}$—$Л_{12}$. Кроме того, в них присутствуют воды классов $Т_6$, $Т_7$ и $Т_9$.

Многократные извержения приводят к образованию в разрезе вулканической толщи плиоцен-четвертичного возраста пяти — десяти (реже более) водоносных горизонтов. Верхние водоносные горизонты таких сложных вулканогенных толщ характеризуются свободным уровнем. Водоносные горизонты средней части и основания толщи — напорные. В отдельных случаях они наиболее водообильны (Араратский АБ).

С глубиной степень обводненности вмещающих пород обычно уменьшается. Наиболее часто встречаются такие формы залегания неоген-четвертичных эффузивов, как лавовые потоки. Их

протяженность достигает 85 км, а мощность колеблется от нескольких до 150 м. Объем лавы при одном извержении составляет 3—12 км³. Пористость и трещиноватость эффузивов вниз по потоку уменьшается. Все это указывает на неравномерность изменения проницаемости не только по разрезу вулканогенных толщ, но и по площади их распространения.

Сложная форма лавовых потоков обусловливает весьма замысловатые контуры водоносных горизонтов. Процессы выветривания с течением времени приводят к постепенному снижению пустотности эффузивных пород и заполнению трещин и пор продуктами выветривания. Уменьшению водопроницаемости эффузивов способствуют также тектонические процессы, процессы прогрессивного катагенеза и магматическая деятельность. Поэтому с увеличением возраста эффузивов фильтрационные свойства их ухудшаются; они теряют зональный характер скопления вод, приближаются по своим гидрогеологическим особенностям к метаморфогенным и интрузивным породам. Этот переход происходит, по крайней мере, на протяжении первых десятков миллионов лет со времени образования эффузивов. По мнению С. Дэвиса и Р. де Уиста, все докайнозойские вулканические породы Южной Бразилии, запада центральной части Индии и восточных районов США слабо обводнены и обладают водоносными свойствами метаморфических и интрузивных пород.

Таким образом, в эффузивных породах по характеру обводненности можно выделить следующие группы бассейнов: 1) неоген-четвертичного возраста, отличающиеся наиболее высокой водоносностью и содержащие преимущественно лавовые ($Л_{10}$—$Л_{12}$) и трещинно-жильные ($Т_{6-7}$, $Т_9$) воды; 2) палеогенового возраста, представленные в одинаковом соотношении лавовыми и трещинно-жильными ($Т_{6,7}$, $Т_9$) водами; 3) верхнемелового возраста, в которых преобладающее распространение получили трещинно-жильные воды ($Т_{6,7}$ и $Т_9$) при подчиненной роли лавовых; 4) нижнемелового возраста, содержащие главным образом трещинно-жильные воды ($Т_{6,7}$ и $Т_9$) при спорадическом распространении лавовых.

В эффузивах юрского и более древнего возраста верхне-, нижне- и межлавовые воды не обнаружены. По характеру водоносности эти вулканогены сходны с метаморфогенными породами. В табл. 3 приведены для примера данные об обводненности эффузивов разного возраста на юге Дальнего Востока. Несмотря на то что использованный для их получения материал был весьма разнородным, они наглядно показывают, что с увеличением возраста степень обводненности эффузивов уменьшается.

Динамика вод ВБ. Она подчинена поверхности рельефа. В вулканах наблюдается радиальное растекание вод на периферию, где их выходы фиксируются источниками нередко со значительным дебитом. В условиях водораздельных платобазальтов и подобных образований воды растекаются от линии водораздела по склонам в прилегающие долины. В долинных потоках и покро-

Таблица 3. **Данные об обводненности эффузивов юга Дальнего Востока**

Возраст эффузивных комплексов	Средний удельный дебит скважин, л/(с·м)	Производительность скважин, л с	
		средняя	максимальная
Четвертичный	1,10	6,0	75,4
Палеогеновый	0,15	0,3	12,5
Позднемеловой	0,04	0,8	3,6
Раннемеловой	0,03	0,8	4,2

вах лав токи воды направлены со стороны склонов гор к залегающим у их подошвы ВБ. Вместе с тем, в глубоких частях сложных ВБ основания покровов, приуроченных к погребенным долинам, движение вод согласовано с уклоном долин. Следует отметить, что верхние и нижние ярусы ВБ не всегда характеризуются одинаковой направленностью стока. В этом отношении интересен Араратский ВБ, сток подземных вод с которого выходит на южном краю ВБ в виде мощных Севджур-Мецаморских (Айгерлычских) источников с суммарным дебитом до 20 м³/с.

Между верхним вулканогенным этажом и подстилающими породами основания нередко наблюдается тесная гидравлическая связь по зонам разломов. В случаях перетока вод из основания в ВБ в последнем могут формироваться гидрохимические и температурные аномалии.

Питание подземных вод ВБ в основном обеспечивается атмосферными осадками и конденсацией паров, а местами за счет перелива вод из подстилающих и примыкающих пород основания. Разгрузка происходит на периферии по долинам рек и нередко проявляется в виде источников с большими дебитами (десятки, сотни, а иногда и тысячи литров в секунду). Так, дебит источников, питающихся водами четвертичных лав, на Камчатке и в Закавказье достигает 1000 л/с и более.

Дневная поверхность приподнятых лавовых плато нередко лишена водотоков и водоемов, поскольку при хороших фильтрационных свойствах лав атмосферные осадки свободно проникают в глубь пористых пород и поверхностный сток отсутствует. Мощность зоны аэрации местами значительна.

Гидрогеохимия ВБ. Развитие гидрохимических процессов тесно связано с динамикой подземных вод. Условия интенсивного водообмена, широко распространенные в ВБ, обеспечивают формирование вод гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, с минерализацией 0,2—0,4 г/л и хорошими вкусовыми качествами. Такими водами снабжаются города Ереван, Советская Гавань и др., расположенные в пределах крупных ВБ. Соленые воды проникают в ВБ на прибрежных участках моря, особенно на вулканогенных островах — береговые термы Исландии [22]. Засоление происходит за счет нагонных явлений по долинам рек, трансгрессий моря, но чаще всего при интенсивной эксплуатации

пресных вод,— все это приводит к интрузии соленых вод в водоносный горизонт [10].

В эффузивах могут встречаться также рассолы, например в долине р. Раздана (Армения), где вулканогенные отложения переслаиваются с соленосными.

Специфический состав вод формируется в районах современного вулканизма в условиях воздействия активных вулканических очагов. В. И. Кононов [22] выделяет две основные группы парогидротерм (200—350 °С) азотно-углекислого и углекислого газового состава, испытывающие в той или иной степени воздействие инфильтрационных вод. Например, в Срединной рифтовой зоне Исландии термы при наличии водорода в газах имеют гидрокарбонатный или сульфатный натриевый состав с минерализацией менее 1,5 г/л и pH 9. В районах островных дуг эти термы имеют хлоридный натриевый состав и минерализацию 1—6 г/л. В рифтовой зоне Восточной Африки образуются «содовые» термы с минерализацией 1—7 (до 30) г/л. В районах развития соленосных отложений в рифтовых зонах встречены углекислые рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с температурой 200—400 °С (оз. Солтон-Си, Эфиопский рифт).

Подчиненное значение имеют проявления сероводородно-углекислых терм на участках развития фумарол и сульфатар, а также водородных парогидротерм, имеющих близкий к морской воде состав и распространенных в базальтах океанической коры. В происхождении этих терм предполагается участие мантийной составляющей. Изучение их генезиса продолжается.

Классификация вулканогенных бассейнов. Можно выделить несколько больших групп вулканогенных бассейнов: суши, морей и океанов, переходного типа. Вулканогенные бассейны суши разделяются на долинные и котловинные (см. рис. 10, *г*, *д*), вершинные и водораздельные (см. рис. 10, *а*, *б*), сложные (см. рис. 10, *в*, *е*).

Долинные ВБ располагаются на дне и на террасах речных долин. Иногда они полностью перегораживают долину. В этих случаях вверх от ВБ в долине образуются мощные аллювиально-озерные отложения и может возникнуть артезианский бассейн замкнутого типа. Иногда вода озера, образовавшегося выше ВБ, прорывается через ВБ или по его границе с вмещающими породами, и тогда выше бассейна на террасах сохраняются мощные озерно-аллювиальные отложения (например, в долине р. Селенги в МНР). Вулканогенные бассейны долинного и котловинного типа известны в Забайкалье, в Тункинской котловине. Пополнение подземных вод ВБ такого типа происходит за счет поступления атмосферных осадков, перелива из пород основания, на котором лежат вулканогенные образования.

Вулканогенные бассейны вершинного и водораздельного типа располагаются на вершинах гор или водораздельных пространствах. Нижние части горных склонов и их основания сложены породами, подстилающими ВБ. Эти ВБ обычно хорошо дрениро-

ваны. Питание таких ВБ происходит за счет поступления атмосферных осадков, а в тех случаях, когда ВБ прикрыты ледниками (например, гора Эльбрус), в результате таяния ледников. Разгрузка ВБ осуществляется по окраинам гор в виде источников, часто появляющихся на контакте вулканогенных образований и пород основания. Вершинные ВБ известны в Восточном Саяне, на Большом Кавказе (Эльбрус и Казбек), в Селенгинской Даурии.

Сложные ВБ отличаются тем, что слагающие их вулканические образования перекрывают как отрицательные, так и положительные формы рельефа, т. е. под ними скрыты и горы, и долины. Они имеют очень сложное строение. Питание бассейнов происходит в основном за счет поступления атмосферных осадков и таяния ледников. Движение подземных вод согласуется с рельефом земной поверхности и направлено от конусов вулканов или приподнятых частей вулканических плато к периферии. Разгрузка проявляется в виде источников в долинах рек, прорезающих ВБ. Движение подземных вод в нижних горизонтах лав и подлавовых породах нередко подчинено рельефу основания и обычно согласуется с погребенными долинами, которые нередко являются главными дренами основания и нижних горизонтов вулканогенных образований.

В зависимости от степени промерзания ВБ выделяются три их типа. Первый тип характеризуется наличием маломощной мерзлой толщи прерывистого и островного распространения. Ниже ее в таких ВБ формируются подмерзлотные пресные лавовые и трещинные воды. Бассейны этого типа нередко обладают значительными естественными ресурсами подземных вод, поскольку их взаимосвязь с атмосферными осадками и поверхностными водами обеспечивается наличием сквозных таликовых зон. Такие ВБ существуют, например, на Чукотском п-ове. В областях развития ВБ второго типа мощность многолетнемерзлых пород превышает мощность зоны распространения пресных вод. В таких ВБ (например, многие бассейны Сибирской платформы) подмерзлотные воды вулканогенов солоноватые или соленые. Вулканогенные бассейны третьего типа полностью промерзлы. Подмерзлотные воды в них отсутствуют и развиты лишь в подстилающих гидрогеологических структурах (гидрогеологические массивы, артезианские бассейны). В породах этих ВБ локальное распространение могут иметь межмерзлотные воды сквозных таликов, связанные с поверхностными водами или с водоносными зонами разломов.

По-видимому, в особый тип следует выделить действующие вулканы Западной Антарктиды и некоторых островов Антарктики, глубина промерзания которых пока не известна; однако фумарольная деятельность этих ВБ не оставляет сомнения в наличии в них подмерзлотных вод различной температуры и состава.

Вулканогенные бассейны суши сосредоточены преимущественно на восточной окраине СССР (на Корякском нагорье, п-ове

Камчатке, Курильских островах, в Охотском и Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах), а также в Армении и Грузии. На севере Сибирской платформы они встречены на плато Путорана. Вулканогенные бассейны спорадически распространены в Забайкалье, Прибайкалье, в Восточном Саяне, Тянь-Шане. Значительно слабее они представлены в Закарпатье. Бассейны этой группы встречаются в Западной Европе (в Италии, Исландии) и на других континентах.

На дне Мирового океана известны многочисленные ВБ, которые составляют другую большую группу бассейнов, находящихся на субмаринном этапе развития. Гидрогеология их еще не изучена, но можно предполагать, что они пропитаны океанической водой, на что указывают некоторые данные, полученные при изучении островов, сложенных вулканическими образованиями.

Третья большая группа — это переходные субмаринно-субаэральные ВБ вулканических островов, островных дуг Тихого океана, а также побережий океанов и морей. На территории СССР к ним можно отнести ВБ Курильских островов, района Советской Гавани и др. Для ВБ этой группы характерно наличие двух гидрохимических зон: верхней — пресных вод и нижней — соленых. Обе зоны гидравлически связаны между собой, что осложняет эксплуатацию подземных вод в целях водоснабжения, поскольку при интенсивном водоотборе наблюдается подсос соленых вод скважинами. Подобные явления отмечаются как в СССР, так и за рубежом [12].

Размеры и формы ВБ весьма разнообразны. Наряду с небольшими и малыми одиночными ВБ в Сибири, Закавказье и на Дальнем Востоке известны системы крупных ВБ, занимающие огромные площади суши. Мощность вулканогенных образований этих систем достигает нескольких километров.

История развития ВБ. В истории ВБ можно наметить этапы развивающейся и отмирающей вулканической деятельности. Для первого этапа характерно наличие в ВБ, наряду с холодными пресными инфильтрационными водами, образовавшимися в результате поступления атмосферных осадков, локальных скоплений горячих и сверхгорячих вод и парогидротерм разнообразного состава и минерализации (до 5 г/л, иногда более). Часть из них приурочены к путям продвижения вулканических эксгаляций к земной поверхности и к выходам их на поверхность. Это термальные, кислые, солянокислые, сернокислые и смешанного анионного состава соляно-сернокислые воды, богатые металлами; по газовому составу — сероводородно-углекислые. Они типичны для начальной стадии первого этапа и в дальнейшем сменяются углекислыми термальными, а затем и азотно-углекислыми термами.

Второй этап — отмирающей вулканической деятельности — характеризуется отсутствием термальных вод. На общем фоне пресных холодных вод инфильтрационного происхождения в ВБ встречаются отдельные месторождения холодных углекислых вод. В ряде случаев отмечается поступление углекислоты из подсти-

лающего ВБ фундамента. Присутствие углекислых вод типично для первой стадии развития второго этапа. В дальнейшем они сменяются холодными пресными водами, безраздельно господствующими в недрах вулканогенного бассейна. С глубиной и по пути движения трещинных вод в вулканогенах наблюдается рост минерализации в результате увеличения содержания преимущественно гидрокарбонатов натрия. Градиент роста минерализации составляет примерно 5—10 мг/л на 1 км пути и 50—70 мг/л на 100 м глубины.

В большинстве ВБ отмечается существование двух основных зон, различающихся по газовому составу: кислородно-углекислоазотной до глубины 300 м и азотной — ниже. В ряде ВБ наряду с азотом установлено присутствие метана. Геотермическая ступень в большинстве ВБ довольно велика и составляет в среднем 40—50 м на 1 °С.

Таким образом, из сказанного видно, что температура, газовый состав и химические особенности вод вулканогенных бассейнов закономерно изменяются по мере прохождения отдельных стадий указанных выше этапов их развития. Важно еще раз подчеркнуть, что эти изменения в процессе «старения» ВБ сопровождаются общим понижением водоносности вулканогенов. По степени уменьшения водоносности ВБ можно расположить по следующим возрастным группам: неоген-четвертичные, палеогеновые, меловые. При дальнейшем «старении» ВБ превращаются в вулканогенные адмассивы с признаками, характерными для соответствующих типов гидрогеологических массивов, описанных ранее.

Глава 6

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДНА МОРЕЙ И МИРОВОГО ОКЕАНА

По отношению к водной и воздушной оболочкам Земли гидрогеологические структуры разделяются на субаэральные, субмаринные (дно морей) и субокеанические (дно Мирового океана). Кроме того, к ним относятся и структуры дна крупных озер — субаквальные, подозерные. Ниже дается их характеристика на базе разработанных в СССР основ структурного гидрогеологического районирования суши континентов, с учетом накопленных знаний по геологии и гидрогеологии морей и океанов.

СУБМАРИННЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Переход континентов в океан происходит через промежуточную окраинную зону — подводную окраину материка, в состав которой входят шельф, материковый склон и материковое подножие. К этой зоне и следует отнести чрезвычайно разнообразные и

сложные по строению субмаринные гидрогеологические структуры окраинных морей, а также кайнозойские складчатые гидрогеологические области островных дуг и островов, широко развитые в западной части Тихого океана. Граница между дном океана и подводной окраиной материка проходит по оси субокеанских бассейнов желобов и прогибов. Гидрогеологические структуры берега континента частично находятся на суше, а частично скрыты под уровнем моря. Это так называемые прибрежно-шельфовые гидрогеологические структуры. Их границы в пределах суши устанавливаются не всегда достаточно четко (например, АБ Западной Сибири и их продолжение в Карском море).

В пределах подводной окраины материка могут быть выделены субмаринные гидрогеологические массивы, артезианские бассейны и вулканогенные бассейны, полностью скрытые под уровнем моря. Структуры эти находятся на субмаринном этапе развития и могут быть с полным основанием названы субмаринными. Отличительными особенностями субмаринных гидрогеологических структур являются: 1) отсутствие зоны аэрации; 2) наличие покрова рыхлых осадочных отложений с иловыми водами; 3) тесная взаимосвязь иловых вод с водами подстилающих или коренных пород; 4) элизионная разгрузка иловых вод и линейная по разломам глубинных вод; 5) преимущественно морской тип вод по минерализации и составу.

Наряду с субмаринными широко распространены прибрежно-шельфовые структуры (АБ. ГМ. ВБ). Такие структуры, хотя и разделяются берегом моря на субмаринную и субаэральную части, представляют собой с гидрогеологических позиций единое целое. Их водоносные горизонты или водоносные зоны уходят от берега под уровень моря, будучи едиными. Воды их субмаринной и субаэральной частей взаимосвязаны. Все прибрежно-шельфовые структуры начинаются с примыкающей к морю суши, переходят на шельф и завершаются в пределах материкового склона. Следует отметить, что эти структуры более сложны, чем аналогичные субаэральные. Выработанные, абрадированные шельфы отличаются тем, что верхняя часть водоносных горизонтов и зон этих структур уничтожена абразией и отсутствует под уровнем моря. Трансгрессивные и аккумулятивно-дельтовые шельфы характеризуются наличием толщи молодых новообразованных отложений преимущественно илов с иловыми водами включительно.

Гидрогеология подводной окраины материка весьма сложна и разнообразна. Здесь широко развиты гидрогеологические структуры материкового типа, но наряду с ними встречаются и субмаринные бассейны котловин, близкие по гидрогеологическим особенностям к субокеаническим бассейнам вод осадочного чехла (СОБ), в которых осадочный чехол сочетается с фундаментом океанического типа. Особо выделяются складчатые области островных дуг с развитыми в их пределах вулканогенными бассейнами. В пределах этих дуг, например на Курильских или Японских островах, помимо вулканогенных бассейнов находятся слож-

ные системы артезианских и адартезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. Современная тектоника и вулканизм обусловили проявление на островных дугах вод морского генезиса и мантийных вод, а наряду с ними в пределах островов — пресных инфильтрационных вод атмосферного питания.

Особое место занимают гидрогеологические структуры дна внутренних морей — Средиземного, Черного, Каспийского, Балтийского и др. Среди них встречаются структуры, полностью скрытые под уровнем моря и находящиеся частично на суше. Последние могут быть названы семимаринными структурами. Такие структуры, хотя они и разделяются берегом моря на субаэральную и субмаринную части, представляют собой единое целое.

Внутренняя часть семимаринных АБ находится на субмаринном этапе развития и характеризуется преимущественно литогенным режимом. И хотя гидродинамический режим их различается, подземные воды внешней (субаэральной) и внутренней (субмаринной) частей АБ тесно взаимосвязаны. Эту связь можно проследить на примере Южно-Каспийского семимаринного АБ, где широко проявился грязевой вулканизм (прорывы вод из нижнего гидрогеологического яруса) как на крыльях структуры, так и во внутренней части, находящейся под уровнем моря. Другим примером тесной гидравлической связи субаэральных и субмаринных горизонтов может послужить Балтийский семимаринный АБ, восточное крыло которого выходит на островах и берегах СССР, а западное примыкает к берегам и островам Швеции. По данным последних работ советских гидрогеологов, артезианские водоносные горизонты палеозойских отложений на дне АБ содержат пресные и слабоминерализованные солоноватые воды.

Субмаринные источники, находящиеся вблизи побережий внутренних морей, также отражают гидродинамическую связь субаэральной и субмаринной частей АБ. Разгрузка карстовых вод известна во многих точках дна Средиземного моря на глубинах 120—700 м. Подобные явления отмечаются на дне других внутренних морей (Черное, Каспийское и др.).

Минерализация и состав вод субмаринных структур внутренних морей весьма различны. Иногда на значительном расстоянии от берега вскрываются пресные инфильтрационные воды атмосферного питания. Наряду с ними широко распространены соленые воды различной степени минерализации, скопления нефти и газа. В водах некоторых субмаринных бассейнов отмечается обилие сероводорода (Черноморский сложный артезианский бассейн), в других на глубине обнаружены крепкие рассолы и эвапориты (Альборанский, Алжиро-Прованский, Тирренский и другие субмаринные бассейны Средиземного моря, АБ Северного моря).

Подчиненное значение во внутренних морях имеют субмаринные гидрогеологические массивы. В Средиземном море встречены многочисленные вулканогенные бассейны, включая как островные, так и субмаринные. Наличие действующих вулканов и сейсмичность обусловливают развитие гидротермальных процессов.

Все сказанное свидетельствует о разнообразии и сложности гидрогеологических структур дна внутренних морей.

В эпиконтинентальных (надматериковых) морях часто наблюдаются значительные различия в минерализации и составе придонных вод моря и поровых вод зоны диагенеза его донных отложений. Эти несоответствия объясняются трансгрессиями и регрессиями моря в период оледенения и таяния ледникового покрова. Поступление большого количества талых вод приводило к опреснению морей, а во время регрессий минерализация морских вод в аридных районах заметно возрастала, причем в некоторых лагунах начиналось отложение гипса и галита. Л. Н. Капченко [20] выделяет на стадии диагенеза осадков эпиконтинентальных морей две основные линии преобразования седиментационных вод: а) $Cl—HCO_3—Na$ в морской среде при солености не более 40 г/л; б) Cl—Na—Ca в условиях чередования суши и моря при солености от 5 до 140 г/л. Формирование этих типов вод сопровождается сульфатредукцией, переходом части магния из воды в твердую фазу и накоплением в растворе брома, йода, аммония, бора и тяжелых металлов.

СУБОКЕАНИЧЕСКИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Континенты и океан различаются строением земной коры и гидрогеологического разреза, условиями водообмена, режимом подземных вод и другими особенностями. Для континентов характерно присутствие гранитного слоя, залегающего на базальтовом, для океана — лишь базальтового слоя. Для континентов типично развитие осадочных пород (терригенных, карбонатных, вулканогенных, соленосных и др.) с заключенными в них пластовыми водами и присущими им водоупорами, а для океанов — рыхлых неуплотненных осадков с иловыми водами и базальтовых эффузивов с трещинными водами. Континенты находятся под воздействием воздушной оболочки, поэтому выше подземных вод зоны насыщения находится зона аэрации, мощность которой местами достигает нескольких сотен метров; в океанах зона аэрации отсутствует, и верхний горизонт иловых вод непосредственно соприкасается с океанической водой. Пресные подземные воды атмосферного происхождения присущи верхним водоносным горизонтам континентов и полностью отсутствуют в океанах *, для которых типичны соленые воды. На континентах имеет место водообмен подземных вод с атмосферными, на дне океана — с океаническими водами. Режим грунтовых вод суши тесно связан с метеорологическими и гидрологическими факторами; он изменяется во времени и пространстве. Режим подземных вод океанического дна отличается стабильностью. Для динамики подземных вод верхних горизонтов суши характерен инфильтрационный режим, для

* Пресные подземные воды встречаются лишь в пределах подводной окраины материка.

нижних — литогенный, а для динамики подземных вод дна Мирового океана — только литогенный.

В широких пределах изменяется температура подземных вод континентов, подчиняясь широтной, вертикальной и глубинной зональностям. Значительные пространства суши заняты многолетнемерзлыми породами с подземными криопэгами и льдом. Температура иловых вод океана изменяется незначительно — от —0,7 °С в полярных широтах до +3 °С в экваториальных. Твердая фаза подземных вод на дне океана отсутствует, она встречается лишь в мелководных шельфах Арктики. Наконец, минерализация и состав подземных вод континентов сильно меняются, тогда как для подземных вод дна океана они мало изменяются как с глубиной, так и по площади; рассолы в гидрогеологических структурах океана не встречаются и обнаружены лишь в окраинных и внутренних морях [32].

Рассмотрим основные субокеанические гидрогеологические структуры. Разрез дна Мирового океана состоит из трех слоев. Нижний, так называемый базальтовый слой образован основными и ультраосновными породами. Мощность его измеряется несколькими километрами. Выше залегает второй (надбазальтовый) слой, представленный прослоями базальтовых лав и консолидированными, преимущественно глинистыми, кремнистыми или карбонатными, реже песчаными отложениями. Мощность второго слоя достигает 1 км (иногда более 5 км). Этот слой распространен не повсеместно; преимущественно он развит в пределах океанских платформ. На втором слое, а в ряде случаев и непосредственно на фундаменте, располагается третий слой, представленный рыхлыми глинистыми, кремнистыми, карбонатными осадками. Он имеет почти повсеместное распространение и мощность до 1 км и более. Ниже приведены данные о мощности осадочных отложений на дне Мирового океана [28].

Мощность, км	*Площадь распространения млн. км² (%)*
<0,1	82,39 (28,4)
0,1—0,3	73,96 (25,5)
0,3—0,5	57,58 (19,9)
0,5—1,0	48,52 (16,8)
1,0—2,0	17,05 (5,9)
2,0—4,0	9,71 (3,4)
>4,0	0,15 (0,005)
Итого:	289,36 (≈100)

Средняя мощность осадочной толщи, по А. П. Лисицыну, составляет (в м): Атлантический океан 860; Индийский 456, Тихий 280, Мировой (в целом) 459. Сильно возрастает мощность осадочной толщи в пределах окраинных желобов и прогибов в результате сноса осадков с расположенных вблизи континентов. Средний и верхний слои образуют чехол осадочных пород и вулканитов земной коры океанического типа.

А. П. Лисицын выделяет следующие основные факторы, определяющие зональность осадкообразования: тектонические (средняя скорость спрединга), климатические (до 76 % твердого стока образуется в экваториальной зоне, 12 % в умеренной гумидной, 12 % в аридных и ледовых), океанские течения (широтный перенос в океане в 10 раз больше меридионального) и глубина океана (с ростом длительности пребывания в агрессивной водной среде уменьшается сохранность выпадающих частиц, особенно карбонатов, органики и аморфного кремнезема). Эти факторы зональности следует учитывать и при изучении гидрогеологической обстановки.

В нижнем слое распространены трещинные и трещинно-жильные воды: в среднем слое водоносные горизонты, линзы и прослои пластового типа, имеющие ограниченное распространение в связи с преобладанием в разрезе глинистых, кремнистых и других водоупорных толщ; верхний слой содержит иловые воды.

Минерализация вод донных отложений обычно близка к минерализации океанской воды (35—37 г/л), а состав определяется составом последней. При всех изменениях состава подземных вод хлор-магниевый тип океанической по генезису воды сохраняется.

Все три слоя океанического дна не имеют полных аналогов на суше. В пределах дна выделяют гидрогеологические области: 1) подвижные, срединно-океанических хребтов и поднятий (ПГО); 2) стабильные, океанических платформ (СГО). В пределах тех и других различают следующие гидрогеологические структуры: субокеанические массивы трещинных вод (СОМ); субокеанические бассейны осадочного чехла (СОБ); вулканогенные бассейны океанов (ВБО).

Субокеанические массивы трещинных вод представляют собой положительные формы рельефа дна, сложенные породами нижнего слоя, местами прикрытого рыхлыми осадками верхнего слоя, мощность которых на склонах СОМ достигает 1 км. Эти структуры широко распространены в пределах подвижных гидрогеологических областей. СОМ нередко отделяют один субокеанический бассейн от другого. Помимо трещинных вод в пределах СОМ по разломам мигрируют трещинно-жильные воды нередко глубинного происхождения.

Субокеанические бассейны вод осадочного чехла в зависимости от положения подразделяются на субокеанические бассейны котловин (СОБк), составляющие основу СГО; рифтовые (СОБр); желобов (СОБж); прогибов (СОБп).

Субокеанические бассейны котловин расположены по обеим сторонам ПГО. В их основании находится базальтовый слой. Он составляет фундамент котловин и содержит трещинные воды различного генезиса и типа. На фундаменте лежит чехол, состоящий из консолидированных осадков с вулканитами и вулканогенами, а также из рыхлых осадков. Мощность слоя рыхлых осадков с иловыми водами увеличивается по направлению к континентам, что свидетельствует о привносе минерального вещества с матери-

ков; особенно активно терригенный материал сносится с берегов в поясах гумидного климата и со стороны дельт крупных рек.

В субокеанических бассейнах котловин распространены иловые и пластовые воды верхнего и среднего слоев. По минерализации и составу — это преобразованные океанские воды. Расположенное вдали от континента дистальное крыло СОБк примыкает к склону срединно-океанических хребтов и поднятий. Оно характеризуется значительным развитием вулканогенных образований — пирокластов, лав и туфов, прикрытых прерывистым покровом рыхлых осадков с иловыми водами. В проксимальное крыло СОБк, расположенное вблизи континента, могут поступать артезианские воды из примыкающих гидрогеологических структур континента. Условия перелива и состав этих вод могут быть достаточно разнообразными.

Субокеанические бассейны котловин являются наиболее крупными и сложными гидрогеологическими структурами дна Мирового океана. Размеры других субокеанических бассейнов значительно меньше.

Субокеанические рифтовые бассейны (СОБр) в основном приурочены к осевым частям ПГО. Они вытянуты согласно простиранию этих структур, сменяя друг друга на огромных протяжениях среди СОБ. Это самые молодые образования. Они в той или иной мере выполнены рыхлыми осадками с иловыми водами. На склонах рифтовых бассейнов обнажаются коренные породы фундамента, чаще всего базальты, а в основании разломов иногда вскрываются породы мантии (ультрабазиты). Рифтовые долины, в которых залегают СОБр, иногда имеют вид ущелий. Молодые разломы, оформляющие их, служат путями продвижения гидротермальных флюидов и магматических расплавов к поверхности дна океана. С рифтами тесно связаны молодые вулканические образования.

Формы субокеанических бассейнов желобов (СОБж), подобно рифтовым, характеризуются преобладанием длины над шириной и отличаются довольно большим разнообразием. Среди них следует выделить СОБж, сопряженные с островными дугами,— желоба сжатия на окраинах океанов. Эти структуры отделяют океаны от подводной окраины материка (например, Алеутский, Курило-Камчатский, Марианский и др.). Их гидрогеология сложна и разнообразна, в настоящее время о ней можно судить лишь по данным морских геологических исследований. На склонах желобов местами обнажаются коренные породы океанической коры, а в основании — породы верхней мантии. Следовательно, фундамент СОБж должен содержать трещинные и трещинно-жильные воды, соленые и термальные. На дне желоба, обычно плоском, находятся осадки, мощность которых иногда достигает 2 км. Для СОБж должны быть типичны иловые воды. Местами склоны желобов прикрыты осадочными отложениями типа турбидитов, глин и др., в том числе от алевритовых до песчанистых. В них могут встречаться и скопления пластовых вод.

Отмечены случаи, когда склоны желобов смыкаются, не оставляя места для развития иловых вод.

Субокеанические бассейны прогибов (СОБп), особенно предматериковых, вытянуты вдоль континентов. Прогибы фундамента с его трещинными водами заполнены чехлом осадков с иловыми водами. Наряду с фундаментом океанического типа в прогибах встречается и фундамент материкового типа. Между фундаментом и верхним слоем чехла с рыхлыми осадками и их иловыми водами местами появляется слой литифицированных отложений разнообразного состава, возможно, с пластовыми водами. Наряду с солеными водами океанического типа отмечены и рассолы. Не исключается и вероятность подтока пресных подземных вод со стороны континента в проксимальное крыло СОБп.

Субокеанические бассейны прогибов, так же как и СОБж, расположены на окраинах океанов и тесно связаны с подводной окраиной материка. Те и другие характеризуются сложным водообменом и своеобразными условиями формирования подземных вод. В них происходит значительное преобразование состава иловых вод в связи с накоплением и погружением илов.

Погружение океанической коры и ее взаимодействие с мантией приводят к дегидратации пород и появлению больших объемов термальных вод. Гидротермальные флюиды, обогащенные кремнеземом, щелочами и летучими компонентами, мигрируют к поверхности дна океана и принимают участие в процессах метаморфизации осадочных толщ. Значительное количество воды и пара, по-видимому, разгружается в океан через находящиеся здесь вулканы.

Субокеанические бассейны поперечных разломов наиболее ярко проявились в восточных частях Тихого океана (Мендосино, Пайонир, Мёррей и др.). Они представляют собой желоба длиной до 3500 км и более, шириной до 20 км, глубиной до 6 км, с рыхлыми осадками и иловыми водами на дне. Разломы имеют преимущественно субширотное простирание. К ним местами приурочены молодые вулканы и гидротермы. Помимо поперечных на дне океанов в пределах подвижных гидрогеологических областей наблюдаются продольные и трансформные (ориентированные вкрест простирания ПГО) разломы: большей частью это разломы растяжения. Наряду с трещинными и трещинно-жильными водами фундамента, среди которых распространены и термальные, с бассейнами разломов связаны иловые воды, находящиеся в рыхлых осадках на дне и местами на склонах разломов. С разломами связаны также излияния молодых лав. Гидрогеология этих разломов еще во многом не ясна.

Океанические вулканогенные бассейны развиты весьма широко в пределах ПГО и в меньшей мере в СГО, где они образуют поднятия значительных размеров, вытянутые вдоль разломов (Императорские горы, Гавайские острова и др.), или в виде одиночных гор часто со срезанными плоскими вершинами. Иногда вулканические постройки появляются над уровнем океана в виде

вулканических островов, которые хорошо известны в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. На некоторых островах наблюдается налегание молодых лав и других вулканитов на осадочные неогеновые, палеогеновые и более древние отложения. Субаквальные вулканогенные бассейны содержат соленые воды океанического типа. Для вулканогенных бассейнов островов характерно наличие линз пресных вод, залегающих непосредственно на соленых водах океанического происхождения.

Наконец, на дне Мирового океана и окраинных морей в теплых и чистых водах встречаются коралловые рифы и острова. Особенно многочисленны коралловые острова в районах развития субаквальных вулканогенных бассейнов. Мощность коралловых рифов достигает 1500 м, а их пористость 40 %. В субаквальной части они содержат соленые океанического типа воды, на островах — пресные воды атмосферного происхождения. Эти пресные воды плоскими маломощными линзами залегают на соленых водах. Большинство коралловых островов имеет форму кольца с лагуной посередине; коралловые рифы протягиваются на многие сотни километров вдоль побережий (восток Австралии и др.).

Глава 7

ОСНОВНЫЕ СИСТЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

На рис. 11 представлена схема гидрогеологического районирования Земли. На ней выделены определенные сочетания гидрогеологических структур, описание которых дается ниже.

СИСТЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Гидрогеологические массивы объединяются в группы ГМ, а занимаемые ими территории называются областями гидрогеологических массивов (ОГМ). Такова, например, Фенноскандинавская сложная система гидрогеологических массивов, в состав которой входят ГМ Швеции, Норвегии, Финляндии и СССР (Карелия и Кольский п-ов). Фенноскандинавская ОГМ является одной из крупнейших на Земле областей развития трещинных вод. Другими примерами могут служить обширная Канадская ОГМ, расположенная в пределах Северной Америки и Гренландии, и Бразильская на севере Южной Америки.

Группы артезианских бассейнов занимают артезианские области (АО). Внутри АО могут быть заключены гидрогеологические массивы и вулканогенные бассейны. Например, в пределах Восточно-Сибирской АО находится Анабарский гидрогеологический массив. Наиболее крупные АО характерны для платформ и их краевых прогибов (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Месопотамская, Индо-Гангская и др.). Небольшие АО встреча-

ются на погружении горных областей (системы медиальных артезианских бассейнов Керченско-Таманской и Апшеронской областей).

Вулканогенные бассейны объединяются в группы, а занимаемые ими территории называются областями вулканогенных бассейнов (ОВБ), например, вулканогенная область Малого Кавказа, охватывающая Армению и Грузию, Сихотэ-Алинская на юге Дальнего Востока, Гавайская, приуроченная к Гавайским островам и их подводному основанию.

Сочетание артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и вулканогенных бассейнов образует сложные гидрогеологические структуры, приуроченные к геосинклинальным областям и называемые гидрогеологическими складчатыми областями (ГСО). Они представляют собой выходы на поверхность фундамента, сложенного докембрийскими, палеозойскими (каледониды, герциниды), мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями. В отличие от артезианских областей, для которых типичны равнины, ГСО приурочены к возвышенностям на равнинах, а также к низко-, средне- и высокогорным сооружениям. Примерами ГСО могут служить Альпийская, Пиренейская и Карпатская в Европе, Кавказская и Гималайская в Азии, Кордильерская и Андийская в Америке, Восточно-Австралийская в Австралии.

Рельеф поверхности ГСО по сравнению с рельефом артезианских бассейнов и областей расчленен сильнее, иногда весьма интенсивно изрезан, и характеризуется общим понижением поверхности суши от внутренних частей этих гидрогеологических структур к их периферии. Однако нередки случаи, когда наиболее возвышенные части складчатых областей смещены к их окраинам. Крупнейшие водоразделы (горные хребты) Кавказа, Урала, Памира и Тянь-Шаня находятся в пределах этих структур. Во многих ГСО отмечается значительное преобладание длины над шириной (например, Урал). Однако имеются и исключения (например, Казахская складчатая область). Другой особенностью рельефа ГСО является наличие межгорных котловин, большей частью ориентированных согласно главным водоразделам и тогда линейно-вытянутых. К котловинам нередко приурочены наиболее крупные ресурсы подземных и поверхностных вод. В них часто размещаются артезианские или адартезианские бассейны.

Осадки, испарение и сток распределяются на поверхности складчатых областей крайне неравномерно. Так, количество осадков и значение модуля стока обычно увеличиваются с высотой. Но в высокогорных районах рост этих показателей прослеживается лишь до известных пределов, а затем с дальнейшим повышением рельефа они снижаются, например в Тянь-Шане, Памире, Гималаях на больших высотах господствуют высокогорные пустыни. Все эти климатические и гидрогеологические факторы изменяются также в зависимости от ориентировки гор относительно притока влажных воздушных масс. Так, юго-западный склон Кав-

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

каза увлажнен намного больше, чем северо-восточный, восточный склон хр. Сихотэ-Алинь получает больше влаги, чем западный, а на Урале, наоборот, больше влаги выпадает на западном склоне.

В пределах крупных горных сооружений отчетливо прослеживается вертикальная климатическая поясность (зональность). С высотой резко меняются также величины модуля стока, достигающие максимальных значений в поясах с наибольшим количеством осадков. Нередко количество осадков и модуль стока достигают максимальных значений во внутренних частях складчатых областей (в связи с большой высотой) и снижаются на периферии. Отсюда — общая центробежная направленность стока подземных и поверхностных вод. От центра складчатых областей сток направляется к периферии, и на окраинах происходит перелив подземных и поверхностных вод в прилегающие артезианские бассейны и моря, как это наблюдается на Кавказе.

Территория ГСО и области питания ее подземных вод большей частью совпадают. Внешние области питания обычно отсутствуют, лишь в крайне редких случаях происходит миграция вод со стороны других ГСО. Модули стока в горных областях достигают 50 л/(с·км^2) и более. Структуры эти в большинстве случаев хорошо орошаются, интенсивно дренируются и промываются на значительную глубину. Однако в аридных поясах Земли, например в Южном Забайкалье, МНР и др., в ряде случаев в них встречаются бессточные котловины.

Вследствие центробежного характера стока и интенсивного дренажа в горноскладчатых областях складываются условия, благоприятные для выноса воднорастворимых солей за пределы структур. В аридных районах на юге нашей страны накопление солей происходит как в поверхностных водоемах (минеральные озера) и водотоках, так и в подземных водах, особенно грунтовых, в долинах и бессточных котловинах (Казахская ГСО). К таким районам относятся высокогорные пустыни Памира и Тянь-Шаня.

Мерзлотные условия ГСО изменяются в соответствии с климатической зональностью и поясностью (рис. 12). На Памире и Тянь-Шане острова многолетнемерзлых пород (ММП) приурочены к наиболее высоким частям горных сооружений. Мощность ММП и площадь, занимаемая ими, не так велики. На Алтае площадь распространения и мощность ММП возрастают, а нижняя граница значительно снижается (до абсолютной отметки 2500 м).

Рис. 11. Схема гидрогеологического районирования Земли.

1 — контуры материков; *2* — границы гидрогеологических районов; *3–8* — гидрогеологические структуры суши (*3* — древнейшие, допалеозойские ГМ, *4* — древние, палеозойские ГМ, *5* — молодые, мезозойские и кайнозойские ГМ; *6* — АО и АБ, *7* — ВБ, *8* — рифтовые зоны), *9—15* — гидрогеологические структуры дна океанов и морей (стабильные гидрогеологические области: *9* — гидрогеологические структуры шельфа (АБ и ГМ); *10* — субокеанические бассейны желобов (СОБж) и прогибов (СОБп), *11* — вулканогенные бассейны (ВБ), *12* — субокеанические массивы трещинных вод (СОМ), *13* — субокеанические бассейны котловин (СОБк); подвижные гидрогеологические области: *14* — системы массивов трещинных вод (СОМ), вулканогенных бассейнов (ВБОГ и рифтовых бассейнов срединно-океанических хребтов (СОБр), *15* — субокеанические бассейны склонов срединно-океанических хребтов)

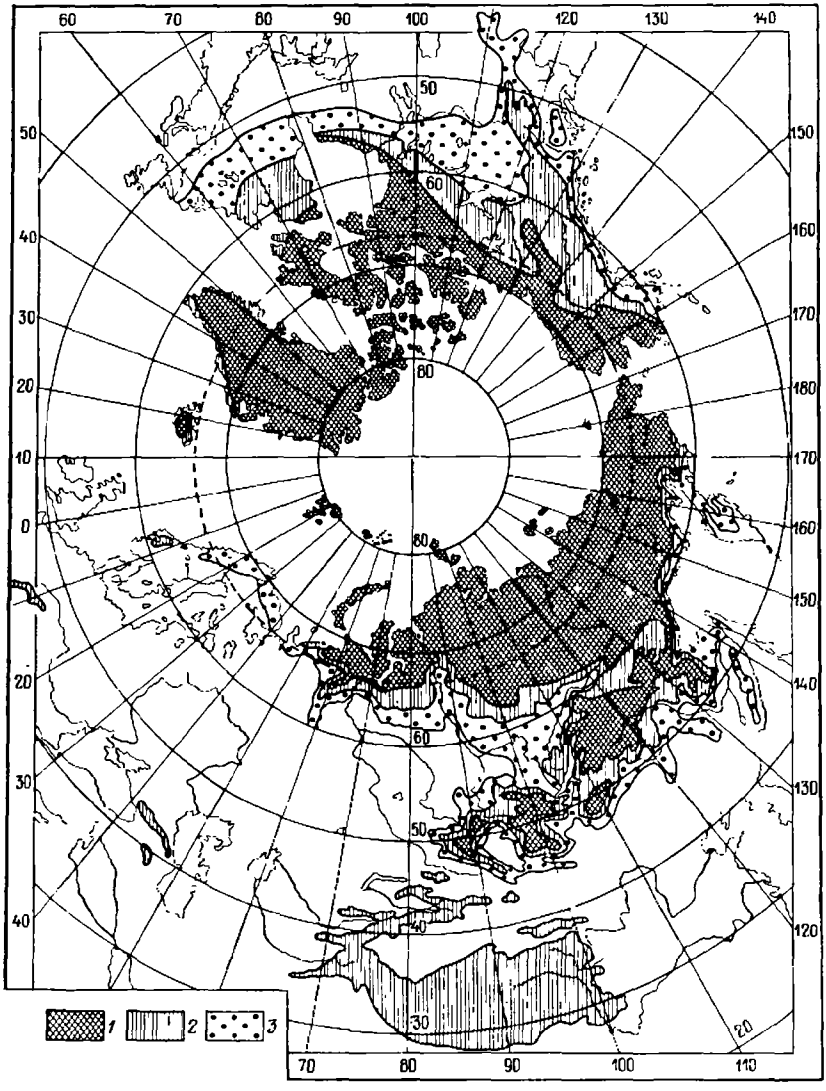


Рис. 12. Схематическая карта распространения многолетней мерзлоты в Северном полушарии (по П. А. Некрасову).

Зоны распространения многолетней мерзлоты: 1 — сплошного; 2 — прерывистого; 3 — островного

В Восточном Саяне ММП встречаются как на вершинах гор, так и на склонах и в долинах, а линия мерзлоты опускается до абсолютных отметок порядка 300—400 м. В Верхояно-Чукотской ГСО бо́льшая часть территории от дна долин до водоразделов промерзжена. На северных окраинах этой ГСО подошва ММП опускается ниже уровня моря. Огромная мощность ММП отмечается на севере Читинской области (хр. Кодар и Удокан) и далее на северо-восток. Вместе с изменением мерзлотных условий меняется характер поверхностного и подземного стока. В результате этих процессов образовались гигантские наледи Северо-Востока Сибири, питающиеся мощными источниками подземных вод, и огромные полыньи на некоторых реках (Большой и Малый Анюй, Омолон).

В строении ГСО принимают участие различные по генезису, составу и возрасту породы. В целом для ГСО характерен геосинклинальный тип отложений (флиш). Наиболее молодые из них обычно приурочены к периферии складчатых областей или к межгорным впадинам, тогда как внутренние части структур сложены древнейшими породами. В связи с таким характером строения ГСО на периферии их нередко наблюдается широкое распространение пластовых вод ($П_{3-5}$), а во внутренних частях преобладают трещинно-жильные воды зоны выветривания ($Т_6$), региональной тектонической трещиноватости ($Т_7$) и зон тектонических разломов ($Т_9$).

По возрасту различают ГСО: 1) древнейшие, докембрийские (Алданская, Анабарская, Балтийская, Украинская); 2) древние, палеозойские (Уральская, Центрально-Казахстанская, Донецкая и др.); 3) молодые, мезозойские (Верхояно-Колымская); 4) самые молодые, кайнозойские (Кавказская, Копетдагская, Камчатская, Курильская и др.); 5) омоложенные древние, претерпевшие в мезозое и кайнозое этап тектоно-магматической активизации (Тянь-Шаньская, Саяно-Алтайская и др.).

Отметим, что омоложенные древние ГСО занимают особое положение. В мезо-кайнозойское время они испытали значительное воздействие тектонических движений и вулканических процессов, а их рельеф стал средне- и высокогорным. Как и молодые ГСО, они богаты термальными источниками, а в некоторых из них отмечено проявление углекислых минеральных вод. Вместе с тем преобладание смятых в складки палеозойских пород и подчиненная роль мезо-кайнозойских отложений, залегающих относительно спокойно, определяют их сходство с другими палеозойскими складчатыми областями по характеру водоносности, химизму и динамике вод.

СИСТЕМЫ СУБОКЕАНИЧЕСКИХ И СУБМАРИННЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Среди систем субокеанических гидрогеологических структур выделяются два типа: подвижные гидрогеологические области (ПГС) и стабильные гидрогеологические области (СГО). ПГО

характеризуются высокой сейсмичностью, аномально высоким значением теплового потока, приуроченностью к ним вулканогенных бассейнов и гидротермальных проявлений, молодостью разломов и гидрогеологических структур. Они состоят из систем субокеанических массивов трещинных вод (СОМ), сложенных основными породами фундамента дна океана (преимущественно базальтами), субокеанических рифтовых бассейнов (СОБр) и вулканогенных бассейнов (ВБО), в основном субокеанических и реже островных. При этом рифтовые бассейны и массивы трещинных вод, как правило, вытянуты вдоль подвижных гидрогеологических областей.

В пределах ПГО широко распространены продольные и трансформные разломы. Высота ПГО достигает 4 км, общая протяженность составляет 60 тыс. км, а ширина 1—3 тыс. км. Своим положением ПГО определяют гидрогеологический облик каждого океана. Так, Атлантическая ПГО вытянута в меридиональном направлении и делит дно океана на западную и восточную субокеанические стабильные области, определяя симметричное строение дна океана.

Восточно-Тихоокеанская ПГО прослеживается у берегов Канады и США, затем отходит в южном направлении и отделяет восточную малую СГО от значительно большей западной. В состав последней входят многочисленные и разнообразные по форме и размерам субокеанические бассейны котловин, расположенные между Азией и Восточно-Тихоокеанской ПГО.

Подвижная гидрогеологическая область Индийского океана делит его дно на три неравные части: малую — южную, среднюю — западную и большую — восточную. Сложная южная Антарктическая ПГО окружает субокеанические бассейны Южного океана и отделяет их от расположенных к северу гидрогеологических структур Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Наконец, ПГО Северного Ледовитого океана разделяет структуры его дна на две неравные части: меньшую – Евразийскую и большую — Чукотско-Американскую.

Стабильные гидрогеологические области представляют собой системы субокеанических бассейнов котловин (СОБк). В отличие от ПГО, платформенные области асейсмичны или слабо сейсмичны и тепловой поток в них слабее. Эти области вытянуты в меридиональном (например, Западно- и Восточно-Атлантическая) или широтном (Южноокеанская) направлении. В соответствии с этим простиранием вытянуты и системы составляющих их СОБк. Наряду с линейным наблюдается и групповое расположение СОБк (например, западная группа СОБк Тихого океана или западная и восточная группы СОБк Индийского океана).

СГО построены сложно. Помимо собственно субокеанических бассейнов котловин, составляющих их основу, в пределах СГО находятся поднятия, где на дне океана вскрываются породы фундамента, образующие линейные и групповые гидрогеологические массивы трещинных вод океанического типа, и многочисленные

линейные, групповые или одиночные вулканогенные бассейны. Часто они расположены на окраинах СОБк и отделяют один бассейн от другого (например, Гавайские острова). Широко распространены в пределах СГО коралловые острова — атоллы и другие сооружения. В некоторых СГО известны глубокие, вытянутые на огромные расстояния глубинные разломы. Таковы, например, разломы дна восточной части Тихого океана, где в субширотном направлении (с севера на юг) протягиваются разломы Мендосино, Пайонир, Мёррей, Кларион, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский и Восточный.

К линейным системам огромной протяженности (многие тысячи километров) относятся субокеанические бассейны желобов (СОБж), которые окружают периферию Тихого океана узким и глубоким кольцом. Эта система хорошо выражена на востоке, севере и западе океана. Такую же линейно-вытянутую систему представляют собой субокеанические бассейны прогибов (СОБп), наиболее четко представленные на западе Атлантического океана.

Системы гидрогеологических структур дна окраинных морей в большинстве случаев представляют собой субмаринные сложные артезианские области. Их основу составляют субмаринные и прибрежно-шельфовые артезианские бассейны с гидрогеологическим разрезом континентального типа. Изредка встречаются бассейны субмаринных котловин, для которых характерен разрез коры океанического типа. Подчиненное место в субмаринных АО занимают субмаринные ВБ и ГМ — выступы фундамента на дне моря (например, Южно-Китайского), а иногда и на островах. К субмаринным АО можно отнести Беринговоморскую, Охотскоморскую, Японскоморскую и др.

Гидрогеология дна внутренних морей разнообразна. Так, Северо-, Средне- и Южно-Каспийский семимаринные АБ представляют собой артезианские структуры, частично погрузившиеся ниже уровня Каспийского моря. Более сложной системой гидрогеологических структур является дно Средиземного моря, в пределах которого выделяется ряд субмаринных и семимаринных артезианских бассейнов, вулканогенных бассейнов и гидрогеологических массивов (о. Сицилия, о. Кипр). К гидрогеологическим массивам часто приспонены крылья опустившихся ниже уровня моря артезианских бассейнов.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СУШИ И МОРЯ

Рассматривая проблему взаимодействия подземных вод суши и морского дна, следует выделять две стороны ее: 1) взаимопроникновение подземных вод суши и океана; 2) особенности развития прибрежно-шельфовых и семимаринных гидрогеологических структур.

Выходы пресных вод на морском дне известны во многих морях: в Черном — на берегах Кавказа и Крыма, в Средиземном — на берегах Франции, Италии и Балканского п-ова, а также

в Атлантическом океане — на берегах Флориды и во многих других местах [15]. Субаквальные источники удалены от берегов на десятки и сотни метров, иногда на несколько километров, а глубина их выхода достигает нескольких сотен метров. В субмаринных бассейнах водоносные горизонты с пресными и слабосолоноватыми водами нередко залегают под верхними водоносными горизонтами с солеными водами. Так, в субмаринном Южно-Китайском АБ вблизи о. Хайнань в неоген-четвертичной толще песков и глин были вскрыты слабосолоноватые воды с минерализацией до 1,5 г/л на глубине порядка 200 м. Воды напорные, их уровень установился на 10 м выше уровня моря.

При благоприятных гидрогеологических условиях морские воды могут проникнуть в глубь суши на значительное расстояние. Интенсивная откачка вод из скважин и колодцев на берегах морей и океанов влечет за собой интрузию морских и океанских вод и засоление пресных вод. На берегах моря встречаются выходы соленых источников, образовавшихся в результате смешения морских соленых вод с пресными подземными водами суши. Среди таких береговых источников соленых вод наблюдаются как холодные карстовые (побережье Адриатического моря), так и горячие трещинно-жильные (Чукотский п-ов), о. Исландия.

Особенности прибрежно-шельфовых гидрогеологических структур заключаются в том, что они представляют собой известные на суше гидрогеологические структуры — ГМ, АБ, и ВБ, которые в результате колебательных движений абрадированы или перекрыты прибрежно-морскими осадками. Нередко такие структуры частично выходят на сушу и находятся под воздействием субаэральных процессов, а частично скрыты под уровнем моря, абрадированы, прикрыты отложениями шельфа и находятся под воздействием моря. Воды таких структур разнообразны — от пресных до соленых, а основное движение их направлено в сторону моря (океана).

ШИРОТНАЯ ПОЯСНОСТЬ И ДОЛГОТНАЯ СЕКТОРИАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ЗЕМЛЕ

Перед тем как начать рассмотрение этой темы, следует напомнить, что наиболее важными событиями в мезозое и кайнозое были движение материков, формирование впадин океанов, образование рифтовых систем, Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклиналей. Именно они определили современный структурно-тектонический облик нашей планеты, оказали решающее влияние на современное расположение гидрогеологических структур. Анализ особенностей пространственного размещения этих структур на Земле показывает, что оно подчинено определенным закономерностям. Среди них следует выделить прежде всего широтную поясность и долготную секториальность.

Широтная зональность (см. рис. 11) проявляется в том, что

гидрогеологические структуры группируются в области, пояса, зоны, вытянутые в широтном направлении. Осью симметрии этой зональности является Средиземноморский геосинклинальный пояс, занимающий наиболее высокое гипсометрическое положение. С севера на юг выделяются следующие широтные пояса структур — Арктический, Бореальный, Средиземноморский, Пустынный, Тропический, Приантарктический и Антарктический.

Арктический пояс состоит из прибрежно-шельфовых АБ Северного Ледовитого океана (Печорского, Карского, Лаптевых и др.), а также субокеанских бассейнов (Гиперборейский, Баренцев и др.). Кроме того, в состав Арктического пояса входит несколько субокеанических массивов (подводные поднятия Ломоносова, Менделеева и др.).

Бореальный пояс прослеживается от побережья Северного Ледовитого океана на севере до 40° с. ш. на юге. Он состоит из Восточно-Сибирской, Западно-Сибирской, Восточно-Европейской и Западно-Европейской АО, Англо-Парижского и Аквитанского АБ, прибрежно-шельфовых АБ восточной части и субокеанических бассейнов котловин Атлантического океана, Баффино-Лабрадорского и Гудзонова АБ, а также Северо-Американской АО. Бореальный пояс отделен от Арктического цепочкой складчатых областей — Таймырской, Новоземельской, Балтийской, Гренландской и Канадской.

Средиземноморский складчатый пояс прослеживается от Атлантического океана на западе до Тихого океана на востоке. Он включает складчатые области Южной Европы и Северной Африки, Малой и Южной Азии. Между складчатыми областями расположены субмаринные и межгорные артезианские бассейны.

Пустынный пояс образует цепь АБ Северной Африки и Ближнего Востока и имеет продолжение в Австралии. Промежуточным звеном между этими АБ являются субокеанические бассейны котловин Индийского океана.

Тропический пояс — самый короткий. Он ограничен гидрогеологическими структурами древних платформ Южной Америки, Центральной и Южной Африки. Среди них преобладают ГМ — выходы фундамента древних платформ. Расположенные между ними АБ имеют подчиненное значение. Промежуточным звеном, связывающим эти структуры, являются субокеанические бассейны котловин Атлантического океана.

Приантарктический пояс состоит из трех субокеанических бассейнов котловин Южного океана и прибрежно-шельфовых структур, сплошным кольцом опоясывающих Антарктиду. Антарктический пояс представлен гидрогеологическими структурами древней платформы — ГМ и АБ, скрытыми под мощным ледниковым покровом.

Изучение широтных поясов гидрогеологических структур имеет важное значение для понимания современных условий формирования подземных вод. Каждый из выделенных поясов находится в специфической ландшафтно-климатической обстановке,

что сказывается на многих гидрогеологических особенностях регионов — питании, разгрузке, динамике, химическом составе, температуре подземных вод верхних, а иногда и глубокозалегающих водоносных горизонтов. Примеры такого влияния приводятся в главах 10—19, где описывается гидрогеология конкретных регионов.

Долготная секториальность распределения гидрогеологических структур связана прежде всего с образованием Тихоокеанского геосинклинального пояса и системы рифтовых структур, вытянутых в меридиональном направлении. Например, на западе Америки вдоль побережья Тихого океана протягиваются горные системы Кордильер и Анд, с примыкающими к ним АБ предгорных прогибов. Подвижные гидрогеологические области Тихого, Индийского и Атлантического океанов также имеют в основном меридиональную ориентировку.

Ряды структур, вытянутых в меридиональном направлении, прослеживаются также и в регионах, не связанных с Тихоокеанским геосинклинальным поясом. Так, Ю. А. Мещеряков выделяет гребни меридиональных геоволн первого порядка, начинающихся от горных систем на юге нашей страны и протягивающихся на севере до Северного Ледовитого океана. Геоволны располагаются через примерно равные промежутки (18—24° широты) и пересекают Восточно-Сибирскую, Западно-Сибирскую и Восточно-Европейскую АО. Такая приуроченность наиболее ярко видна в расположении Урала и Енисейского кряжа, а также ряда структурных элементов в пределах АО.

Другими примерами меридиональных рядов структур могут служить Восточно-Африканская рифтовая зона и Аппалачская горная система. Из сказанного следует, что долготная секториальность гидрогеологических структур имеет на планете весьма широкое распространение, но ее роль отличается от роли широтной поясности. Эти ряды пересекают несколько широтных поясов, разделяя их на отдельные звенья и часто выполняя роль водоразделов и внешних областей питания подземных вод структур широтных поясов. Даже срединно-океанические хребты (см. гл. 8) представляют собой области интенсивного поглощения океанических вод, вовлекаемых в результате спрединга в длительный геологический круговорот. Долготные ряды в отличие от широтных поясов находятся в пределах нескольких ландшафтно-климатических областей, и главным фактором, регулирующим распределение подземных вод в рассматриваемых структурах, часто является высотная поясность.

Сочетание широтных и долготных простираний гидрогеологических структур создает сложную мозаику их распределения на суше, дне морей и океанов, изучение которой имеет важное значение для понимания взаимосвязи надземной (атмосферной), поверхностной и подземной частей гидросферы.

Советский Союз располагается в пределах Арктического, Бореального и Средиземноморского широтных поясов и северо-за-

падного ряда Тихоокеанского кольца. Такое положение в глобальной структуре Земли определяет исключительную сложность гидрогеологического строения, богатство структурных форм и большое разнообразие природных вод СССР.

Среди других глобальных закономерностей распределения природных вод на нашей планете следует обратить внимание на диссимметрию поверхностной и подземной частей гидросферы и антиподальность положения Тихого океана.

Первая из этих закономерностей связана с тем, что в северном полушарии сосредоточена бо́льшая часть суши, а в южном — бо́льшая часть Мирового океана. В северном полушарии находятся основные артезианские области Земли, главные солеродные бассейны, основные запасы подземных рассолов и пресных вод. В южном полушарии главное место занимают структуры океанического дна — субокеанические бассейны котловин и подвижные гидрогеологические области. Гидрогеологические структуры суши южного полушария менее разнообразны по своему сложению и особенностям подземных вод, чем аналогичные структуры северного полушария.

Положение Тихого океана и расположенных на его дне гидрогеологических структур создает антиподальность в строении Земли и ее гидросферы, определяет ее асимметрию. В Тихом океане сосредоточено более половины объема вод Мирового океана. Тихий океан отличается максимальными глубинами и наибольшей тектонической активностью. На неравномерное распределение природных вод на нашей планете обращал внимание В. И. Вернадский. Оно характерно не только для современной, но и для предыдущих эпох развития Земли.

Глава 8

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

История геологического развития Земли восстанавливается при изучении состава, строения, возраста и условий залегания пород, растительных и животных остатков и других признаков, сохранившихся от предыдущих эпох. Воссоздание гидрогеологических условий прошлого — задача более сложная, так как сам предмет изучения — подземные воды — не сохранился в этом качестве, в каком был раньше, а изменился в соответствии с изменениями условий вмещающей среды [36]. Кроме того, воды могли мигрировать из одной структуры в другую, из подземной части гидросферы в наземную, в атмосферу или биосферу. И все-таки, несмотря на эти трудности, гидрогеологи нашли способы для реконструкции гидрогеологических обстановок, создали самостоятельную науку — палеогидрогеологию, наметили методы исследований.

Исходными материалами для палеогидрогеологической характеристики региона служат палеогеологические, палеотектонические, палеогеографические, палеоклиматические реконструкции, состав пород и его изменения при литификации и гипергенезе, данные по изучению современной гидрогеологической обстановки в разных районах, выявленные гидрогеологические закономерности. Е. А. Басков [4] рекомендует следующие этапы восстановления гидрогеологической обстановки: 1) структурно-палеогидрогеологический — реконструкция основных типов гидрогеологических структур, водоносных комплексов, гидрогеологических формаций и др.; 2) палеогидрогеодинамический — реконструкция степени водообильности пород, условий питания, движения и разгрузки подземных вод и др.; 3) палеогидрогеохимический — восстановление степени минерализации и состава подземных вод, гидрохимической зональности и др.; 4) палеогидрогеотермический — реконструкция температур вод, температурной зональности и др. (см. гл. 9).

Масса подземной части гидросферы в процессе развития Земли не была постоянной — она постепенно увеличивалась в процессе дегазации мантии. Гидрогеологическое развитие нашей планеты имеет необратимый характер. Оно тесно связано с формированием кор Земли, дифференциацией ее вещества. Поэтому эволюция гидрогеологических структур определяется их расположением в пределах континентальной или океанической коры, тектоническим режимом и физико-географической обстановкой.

Гидрогеологическую историю Земли следует начинать со времени образования первичной коры, которое относится к началу архея (4600±200 млн. лет назад). Эта кора была сложена вулканическими породами основного и ультраосновного состава. Наибольшей обводненностью отличались рифтовые зоны, через которые шла возгонка летучих веществ в атмосферу. Гидрохимический разрез в эту эпоху был относительно однообразен и определялся распространением слабоминерализованных парагидротерм гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава. Образование наземной гидросферы (3,5 млрд. лет) и начало формирования континентальной коры определили возникновение двух основных типов гидрогеологических обстановок — субаквальной и субаэральной. На первых этапах суша занимала небольшие выступы, сложенные эффузивами и гранитоидами. В дальнейшем, несмотря на рост объема вод в океане, происходили увеличение площади суши и дифференциация ее рельефа. В конце архея вулканические породы подверглись метаморфизации, происходили интенсивное тектоническое перемещение блоков, гранитизация и мигматизация разреза. Основным типом гидрогеологических структур на суше в то время были гидрогеологические массивы. В зонах выветривания массивов циркулировали углекислые воды гидрокарбонатного состава со сложным сочетанием катионов и наличием хлор-иона. В зонах тектонических нарушений состав вод был, по-видимому,

более разнообразным, и наряду с основными компонентами (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+) содержал в тех или иных количествах летучие вещества (газы мантийного генезиса и литофильные компоненты).

В прибрежной области накапливались хемогенные осадки и обломочные породы, которые слагали чехол первых артезианских бассейнов субаквального типа. Осадконакопление сопровождалось захоронением океанских вод, поэтому состав вод отложений чехла мало отличался от океанического. Не исключено, что в конце архея начали возникать эпиконтинентальные моря, где создавались условия, благоприятные для концентрирования солей. Океанические платформы, занимавшие преобладающую часть дна океанов, были образованы метаморфизованными вулканогенными породами базальтового слоя.

К протерозою завершилось формирование континентальной коры, а в течение его и океаническая кора приобрела современный вид. Образование коры в результате дифференциации подкорового вещества сопровождалось дегазацией мантии и выделением больших масс воды. Эволюция состава коры в той или иной мере повторяла эволюцию состава мантии, из которой выплавлялась магма — увеличивалось содержание кремнезема, оксидов железа и магния.

Эволюция разных участков дорифейской континентальной коры различалась длительностью возбуждения мантии и степенью флюидно-магматической дифференциации вещества. В это время происходили денудация и опускание отдельных блоков, накопление вулканогенно-осадочных пород и их метаморфизация в результате длительного воздействия восходящих мантийных потоков. Таким образом, в протерозойскую эру на суше доминировали гидрогеологические массивы, сложенные интрузивными и метаморфическими породами. На отдельных этапах возникали ВБ. В конце протерозоя внедрение магматических комплексов в верхние зоны привело к глубокой переработке разреза и образованию гидрогеологических массивов с более высокой степенью метаморфизации пород.

В протерозое произошли резкие изменения климата, дифференциация его в разных географических областях. В европейской части СССР, по А. А. Борисову, господствовал тропический климат со средней годовой температурой воздуха около 30 °С и количеством осадков 1000—1500 мм/год. В Восточной Сибири погоду определял субполярный климат со средней годовой температурой примерно 0 °С и суммой осадков 300—1000 мм/год.

Интенсивное выветривание (углекислотное, сернокислотное и солянокислотное) пород, усиливавшееся микробиологическими процессами, сопровождалось выносом железа, марганца, кремнезема и других компонентов и образованием солоноватых или соленых вод сложного химического состава. На этапах восходящих тектонических движений инфильтрационные воды могли проникать на значительные глубины, а на этапах внедрения магмати-

ческих тел к поверхности поднимались растворы мантийного и метаморфогенного генезиса.

Взаимодействие экзогенных и эндогенных процессов определило особенности формирования химического состава подземных вод. В результате создавались условия для образования достаточно контрастной вертикальной гидрогеохимической зональности — смены в разрезе пресных вод солеными. Наличие горных хребтов и различных климатических обстановок обусловило формирование высотной гидрогеохимической поясности и широтной (географической) гидрогеохимической зональности.

В протерозое произошла полная серпентинизация нижнего слоя океанической коры, а уровень океана поднялся выше срединно-океанических хребтов. Широкое развитие получили подводные извержения, сопровождавшиеся интенсивным выносом летучих веществ. Осадочные породы были представлены граувакками, аркозами, глинами, кремнежелезистыми гелями, карбонатами, гипсами. Таким образом, на дне морей и океанов формировались структуры артезианского и вулканогенного типов, хотя ведущее положение, как и в архее, сохраняли гидрогеологические массивы. Подземные воды в этих структурах имели преимущественно морской генезис, но, по-видимому, существенна была роль вод магматогенного и метаморфогенного происхождения. Их роль особенно возросла в конце протерозоя на орогенных этапах развития, когда ряд субаквальных структур превратился в субаэральные.

В рифее — венде были заложены крупнейшие платформенные области: в южном полушарии — Гондванская, охватившая большую часть Южной Америки, Африки, Индостана и Австралии, в северном — Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Северо-Американская и др. Все они были прообразом современных артезианских областей, наращивание чехла которых продолжалось в течение всего фанерозоя, но наиболее интенсивно — в палеозое. Артезианские бассейны формировались и на начальных этапах развития геосинклинальных систем, где накапливались исключительно мощные (до 30 км) толщи осадочно-эффузивных пород. В палеозое закончилась байкальская, проявились каледонская и герцинская складчатости, во время которых артезианские структуры геосинклиналей были превращены в гидрогеологические массивы. Они обрамляли платформенные структуры и обычно имели линейно-вытянутую форму. Постепенно увеличивались размеры устойчивых областей земной коры. Таким образом, в палеозое артезианские бассейны стали ведущими гидрогеологическими структурами на континентах. Их территории испытывали неоднократные смещения регрессий и трансгрессий, но в конце перми большинство артезианских бассейнов вышло из-под уровня моря.

Климат в палеозойскую эру был также нестабилен. В начале преобладали изотермические условия, а затем произошло образование тропических, умеренных и арктических областей, положение которых со временем изменялось. Резко отличалась от предыдущих эпох обстановка осадконакопления — впервые в столь гранди-

озных масштабах происходило формирование карбонатных, соленосных и угленосных толщ значительной мощности. Причем широко были развиты как окислительные, так и восстановительные условия, а живое вещество принимало непосредственное участие в процессах седиментации. Как отмечал Н. М. Страхов, на этом этапе эволюции геосфер полное развитие получили все четыре типа литогенеза — вулканогенно-осадочный, гумидный, аридный и ледовый. Широкое развитие экзогенных типов литогенеза создало условия для интенсивной водно-воздушной обработки пород зоны гипергенеза, выноса из нее хорошо растворимых соединений, их аккумуляции в морских бассейнах и озерных водоемах. Особая роль принадлежала галогенезу (в основном нижний кембрий и нижняя пермь), в процессе которого огромные массы солей консервировались и практически выводились из дальнейшего геологического круговорота, в результате чего воды океанов и морей несколько опреснились. Накопление солей происходило преимущественно в северном полушарии, так, на долю Европы приходится 46,4 % объема накопившихся в это время солей, на долю Азии 42,9 %, а на долю Северной Америки 9,6 %. В течение палеозоя было образовано $3{,}8 \cdot 10^{15}$ т NaCl, что составляет примерно 10 % запасов этих солей в современном Мировом океане.

Гидрогеохимическая зональность в верхней части разреза субаэральных структур определялась типом экзогенного литогенеза. В гумидных условиях формировалась мощная зона пресных вод. В районах с тропическим климатом геохимическая подвижность компонентов была наибольшей, что приводило к образованию сложных по составу типов вод с высокими концентрациями породообразующих элементов (кремнезема, железа, алюминия, марганца и др.). В свою очередь, интенсивный вынос вещества способствовал образованию мощной коры выветривания и месторождений бокситов, оолитовых железистых и марганцевых руд. В условиях умеренно-влажного климата формировались воды довольно однородного состава — гидрокарбонатные натриево-кальциевые. В них, по-видимому, присутствовали в заметных количествах хлориды, сульфаты, магний, кремнезем, железо и другие компоненты. Следует отметить также повышение концентрации органики, особенно в карбоне, когда появилась пышная и обильная растительность и образовался почвенный покров. Присутствие органики в подземных водах привело к появлению комплексных соединений и повышению миграционной способности большинства элементов. Ледовый тип литогенеза был распространен ограниченное время и захватывал в ордовике Африку (Сахара и южные районы), а в позднем палеозое Гондвану. В зоне гипергенеза этих областей формировались весьма пресные воды гидрокарбонатного состава с высоким содержанием кремнезема.

Аридный тип литогенеза наиболее широко был развит в кембрии, позднем ордовике, раннем девоне и поздней перми. Он захватывал значительные территории артезианских областей (Евро-

пейских, Восточно-Сибирской и др.). В зоне выветривания создавалась щелочная обстановка. Наибольшее распространение получили солоноватые и соленые воды пестрого состава — гидрокарбонатного натриевого, сульфатно-хлоридного и хлоридного натриевого.

На характер гидрохимической зональности артезианских бассейнов глубже зоны гипергенеза решающее влияние оказывало наличие и положение в разрезе галогенных отложений. Как правило, в этих толщах и ниже минерализация вод выравнивалась, и в настоящее время в них повсеместно распространены рассолы (Восточно-Сибирская, Восточно-Европейская, Северо-Американская АО). Продолжительность такого выравнивания в результате внедрения рассолов в нижележащие отложения не превышала нескольких миллионов лет после начала эпохи галогенеза. Чем выше залегают в чехле артезианского бассейна галогенные отложения, тем больше мощность зоны рассолов. Подобные явления происходили и после трансгрессий, когда морские воды засоляли гидрохимический разрез. Эти процессы определяли формирование и развитие зоны соленых вод.

Скорость перемещения диффундирующих солей вверх определяется граничными условиями миграции растворенных веществ, которые изменялись в ходе геологического развития структур. Когда фронт диффундирующих солей достигал зоны проникновения пресных инфильтрационных вод, начинались его размыв и вынос солей на поверхность. В конечном счете эти процессы в той или иной степени способствовали рассолению разреза. Происходило взаимодействие вод зон гипергенеза и литогенеза, которое и определяло направленность гидрохимической эволюции структур.

В палеозойскую эру впервые сложились условия для формирования гидрогеохимической зональности субаэральных структур, близкой к современной. В большинстве артезианских бассейнов образовался полный гидрохимический разрез, состоящий из зон пресных, соленых вод и рассолов. В вулканогенных структурах и гидрогеологических массивах гидрогеохимическая поясность, определяемая гипергенными процессами, претерпевала существенные изменения на этапах тектоно-магматической активизации и орогенеза, когда важную роль начинало играть внедрение магматогенных и метаморфогенных вод в верхнюю часть разреза.

В палеозое, как указывал Н. М. Страхов, началось прогрессирующее вытеснение хемогенной седиментации терригенной и биогенной, возрастала скорость осадконакопления и усиливалась расчлененность земной поверхности. В шельфовых областях и внутренних морях формировались артезианские и вулканогенные структуры, большинство из которых впоследствии оказалось на суше. В период субаквального развития гидрохимический разрез этих структур был примерно однородным и содержал преимущественно соленые воды. Рассолы появлялись в бассейнах, где происходило накопление соленосных отложений.

Накопление органики вело к активизации восстановительных процессов и диагенетическому минералообразованию в осадочных толщах. Это позволяет предполагать, что в субаквальных структурах активно протекали процессы сульфатредукции, а соленые воды и рассолы имели преимущественно хлоридный натриевый и натриево-кальциевый состав.

К началу мезозоя площадь платформ в пределах современных материков составила примерно 80 %. В мезозое и кайнозое она продолжала увеличиваться за счет образования молодых плит (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской, Западно-Европейской), которые образовались после замыкания и деиудации герцинских геосинклиналей. В этих регионах происходило формирование новых крупных артезианских областей. Их характерной особенностью было ограничение по площади и во времени проявление галогенеза. Накопление соленосных толщ происходило в течение триаса в Аквитанском бассейне (Франция), юры — в АБ Мексиканского залива, Амударьинском, Прикаспийском и других бассейнах. По этой причине рассолы не получили повсеместного распространения даже в нижней части разреза указанных структур. Исключение, пожалуй, представляет АБ Мексиканского залива, где соляные диапиры прорвали осадочную толщу и во многих местах вышли на поверхность. Соответственно и рассолы проникли в верхнюю часть разреза.

В условиях неодиократного и широкого проявления морских трансгрессий сложилась обстановка, благоприятная для образования мощной (более 3 км) зоны соленых вод. В их составе преобладали воды гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого типов с повышенными концентрациями органических веществ, йода, брома, бора, аммония, кремнезема и других компонентов.

На окраинах артезианских бассейнов вблизи интенсивно разрушающихся горных сооружений формировалась мощная (до 2 км) зона пресных вод (юго-восток Западной Сибири, восточная окраина Сырдарьинского бассейна и др.). Особенности химического состава подземных вод в верхней части разреза определялись типом климатического литогенеза, влияние которого рассмотрено на примере палеозойских структур. В целом следует отметить, что усиление аридности климата проявлялось в триасе и плиоцене.

Ледниковая эпоха началась в миоцене с Антарктиды и достигла апогея в плейстоцене.

Специфика молодых артезианских бассейнов обусловлена неустойчивостью геологических и гидрогеологических процессов, их изменчивостью во времени. Направленность и интенсивность движения подземных вод менялась в соответствии со сменами инфильтрационного и литогенного режимов, тектонической обстановки и литификацией пород. Происходили перераспределение вещества в системе газ—вода—порода и метаморфизация растворов.

В мезо-кайнозое продолжалась эволюция артезианских бассейнов древних плит. В верхней части разреза она зависела от степени и характера проявления климатического литогенеза. В ряде структур резкое изменение обстановки было связано с накоплением соленосных толщ (северная часть Сахары, Предандийский прогиб и др.). Глубже зоны влияния гипергенных процессов состав подземных вод, сформировавшихся к концу палеозойской эры, не претерпел в мезо-кайнозое особых изменений. Они отмечались лишь в эпохи проявления интенсивной разломной тектоники, соляного диапиризма и траппового магматизма.

Траповый магматизм проявился в перми — триасе (Восточная Сибирь), в юре (Антарктида и Юго-Восточная Африка), в раннем мелу (Южная Америка), в позднем мелу — палеоцене (Деканское плато), в миоцене (Колумбийское плато). В работах Е. А. Баскова [3, 4] на примере Восточно-Сибирской артезианской области рассмотрены последствия проявления траппового магматизма, который по существу взорвал сложившееся физико-химическое равновесие в водоносных, особенно рассолоносных горизонтах. Внедрение магмы с температурой до 1300 °С приводило к проявлению разнообразных гидротермальных процессов (образование скарнов и магнетитовых руд, альбитизация, хлоритизация и карбонатизация пород). По трубкам взрыва и разломам происходила разгрузка рассолов и соленых вод.

В областях мезозойской и кайнозойской складчатостей образовались толщи пород разной степени дислоцированности и метаморфизации. Выше местных базисов дренирования в них были распространены пресные воды гидрокарбонатного состава. Глубже базисов дренирования минерализация вод возрастала до 10 (реже 40) г/л, а состав вод изменялся на гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый. В структурах, содержащих галогенные отложения (Карпаты, Кавказ, Анды, Ферганская котловина и др.), минерализация вод увеличивалась до 300 г/л.

Тектоно-магматическая деятельность, сопровождающая орогенез, вызывала образование разнообразных типов минеральных и термальных вод (углекислые, сероводородные, метановые и др.). Схожие процессы происходили и в некоторых древних складчатых областях, подвергшихся в кайнозое тектонической перестройке, испытавших новые фазы вулканизма (Тянь-Шаньская, Памирская, Алтайская, Джунгаро-Балхашская, Байкальская, Забайкальская, Буреинская, Ханкайская).

В областях вулканизма, находившихся в зоне перехода от континентальной коры к океанической, образовались сильнокислые термальные воды сульфатного и хлоридного состава с минерализацией 1—10 г/л, а также слабокислые и щелочные термы хлоридного состава с минерализацией до 20 г/л, реже более. Формирование химического состава этих терм было связано с растворением в водах продуктов вулканических эманаций.

В мезозое континентальные платформы начали распадаться, происходило перемещение литосферных плит. Это привело к тек-

тонической перестройке дна океанов. В пределах океанических платформ, начиная с юры, накапливаются осадочно-вулканогенные отложения, сложившие чехол океанских структур — талассобассейнов [4].

Нижний океанический слой, образованный метаморфизованными вулканогенными породами, представляет собой фундамент бассейнов. На фундаменте возник средний океанический слой, представленный вулканогеиными и вулканогенно-осадочными отложениями мощностью от 1 до 4 км. Пластовые и трещинно-жильные воды, распространенные в нем, имели океаническое происхождение и преимущественно хлоридный натриевый состав.

Верхний океанический слой осадков, представленный рыхлыми терригенными и карбонатными, иногда вулканогенными разностями, имеет максимальную мощность до 1.5 км. Он по существу является водоупором, в котором присутствуют в основном связанные воды. Их состав мало отличался от состава океанских вод, уменьшалось лишь содержание сульфатов и магния.

Таким образом, в процессе развития субокеанические бассейны постепенно наращивали мощность осадочно-вулканогенного чехла, но гидрохимический разрез их мало изменялся во времени. Такое же положение создавалось и в других структурах океанических — вулканических и глыбовых горных поднятиях, которые пропитывались солеными водами океанического генезиса.

Более сложные процессы протекали в подвижных океанических поясах. Взаимодействие океанических вод и пород активизировалось в зонах крупных разломов рифтовых структур, где воды проникали на глубину нескольких километров.

Масштабы поглощения вод в рифтовых зонах весьма значительны: по оценке Д. Эдмонда и К. фон Данне, через рифтовые зоны осевых частей срединно-океанических хребтов каждые 8 млн. лет должна проходить масса воды, равная объему Мирового океана. Видимо, такая оценка этих процессов сильно преувеличена, но она показывает важную роль рифтовых зон в геологическом круговороте воды [35]. Те же авторы отмечают, что содержание железа, цинка, меди, никеля и других металлов в горячих водах, вытекающих на дне Калифорнийского залива (рифтовой зоны), на несколько порядков больше, чем в морской воде. В жерлах источников отлагаются ангидрит, пирит и другие минералы. Вблизи выходов терм обнаружены залежи сульфидных руд. В процессе циркуляции в рифтовых зонах и с ростом температуры морские воды теряют магний, сульфаты и гидрокарбонаты, обогащаются сероводородом, углекислотой, кремнеземом и различными микрокомпонентами. Высокотемпературные воды участвуют в различных гидротермальных преобразованиях отложений, в том числе и серпентинизации пород океанической коры. Указанная направленность гидрогеохимических процессов и широкие масштабы их проявления в рифтовых зонах были характерны и для прошедших геологических эпох, что подтверждается установлением следов такой деятельности в этих структурах.

Глава 9

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ *

Методические приемы в региональной гидрогеологии направлены на изучение глобальных и региональных гидрогеологических явлений и закономерностей — движения воды и переноса ею вещества в разных оболочках Земли.

В результате регионального изучения гидрогеологических условий должно создаться целостное представление о протекании гидрогеологических процессов. На основании его делаются различного рода прогнозы и заключения для решения задач практической гидрогеологии [14].

Движение подземных вод, распространение тепла и диффузия отдельных компонентов подчиняются законам физики — гидро- и термодинамики, молекулярно-кинетической теории, поэтому в методических приемах и подходах региональной гидрогеологии элементы геологии (литологии, тектоники, минералогии и т. д.), физики и химии тесно переплетаются, дополняя и контролируя друг друга.

Для количественной оценки гидрогеологических процессов, изучения пространственной картины потоков используются методы математического анализа — дифференциального и интегрального исчисления. Для изучения закономерностей распределения в пространстве отдельных характеристик и установления связей между ними применяются методы математической статистики и других разделов математики.

Изучение региональных гидрогеологических условий складывается из описания и исследования пространственных распределений различных показателей вод и пород, древних и современных гидрогеологических процессов и выявления закономерностей распространения и формирования подземных вод. Поэтому методические приемы удобнее рассматривать раздельно по следующим направлениям: изучение пространственного распределения гидрогеологических параметров, исследование региональных гидрогеологических процессов и выявление гидрогеологических закономерностей.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Любое гидрогеологическое исследование начинается с изучения пространственного распределения значений параметров подземных вод и вмещающих их пород. Круг изучаемых характеристик весьма широк: пластовые давления и напоры вод, их минерализа-

* Глава написана А. Е. Гуревичем и В. А. Кирюхиным с использованием материалов Г. Я. Богданова.

ция и концентрации отдельных компонентов, температура и величина теплового потока, модули фильтрационного и химического стока и т. д. В каждом конкретном случае изучается набор тех характеристик, которые требуются для решения поставленной задачи.

Вот несколько примеров. Для получения представлений о степени нагретости изучаемой водоносной толщи достаточно знать ее температуру. Но в областях развития гидротерм важно учитывать и состояние воды, близость температуры к точке кипения, фазового превращения. Поскольку критическая температура зависит от давления, минерализации и состава воды, то данных о температуре недостаточно.

Для оценки и описания пространственного распределения свойств воды в этом отношении пользуются приведенной температурой $\tau = (T - T_1) : (T_2 - T_1)$, где T — температура в точке пласта; T_1 — температура замерзания; T_2 — температура кипения воды в этой точке с учетом давления, минерализации и состава воды. Величина τ является чисто фазовой характеристикой — при $\tau = 0$ вода замерзает, а при $\tau = 1$ обращается в пар. Точно так же для оценок подземных вод недостаточно знать величину пластового давления, поэтому пользуются приведенным давлением.

При изучении возможности растворения в воде или выпадения в осадок тех или иных веществ пользуются разницей между фактической концентрацией и растворимостью данного вещества в каждой точке изучаемого пласта или зоны с учетом температуры, давления и состава воды.

Фактически изучение и описание пространственных распределений значений измеренных показателей или их производных являются первым этапом исследования процессов, протекающих в водонасыщенных толщах пород. На этом этапе используются лишь самые общие соображения.

Кроме собственно гидрогеологических, исследуют пространственное распределение многих геологических и геофизических характеристик, обусловливающих или косвенно отражающих различные черты гидрогеологии регионов. Так, различного рода дизъюнктивные нарушения играют роль экранов, препятствующих движению подземных вод, или проводящих зон. Поэтому необходимо знать положение дизъюнктивов в изучаемом районе. Фациальную изменчивость пластов на территории района изучают с точки зрения как проницаемости пород, так и химического взаимодействия вод и пород. Определение электрических сопротивлений водонасыщенных пород позволяет косвенно оценивать минерализацию подземных вод, а распределение напряжения естественного поля отражает особенности фильтрационных потоков.

Описание пространственных распределений значений изучаемых характеристик может производиться графически (карты, разрезы, профили, блок-диаграммы) и аналитически — по формулам. На картах, а часто и на профилях пространственные вариации характеристик отражают с помощью изолиний, которые нередко

используются и в качестве границ зон с разными диапазонами значений данного признака. Существует три способа разбиения шкалы значений того или иного свойства или характеристики. Если накопление данных только начинается, особенно если до полного понимания изучаемых явлений еще далеко, то шкала значений, измеренных на природных объектах, обычно разбивается произвольным образом из соображений удобства. Такое разбиение можно назвать волевым.

По мере накопления материала и увеличения числа замеров начинает выясняться, что выделенные поддиапазоны шкалы значений весьма различно обеспечены данными: в один попадает много фактических данных, в другие — меньше. Поэтому новое разбиение проводят таким образом, чтобы выделенные поддиапазоны отвечали скоплениям значений, пикам на гистограмме. Этот подход, уже хорошо приспособленный к выборке имеющегося фактического материала, можно назвать статистическим.

Наконец, когда явление хорошо понято, шкала значений делится точками, в которых происходит резкая смена свойства или состояния воды или породы, т. е. резкое изменение характера протекания процесса. Такое деление имеет уже четкий физический или химический смысл и носит строгий и точный характер. Например, для температуры такими точками деления будут значения критической температуры, отвечающее агрегатным переходам, для pH — те, в которых, например, меняется растворимость вещества в воде и происходит его выпадение. Такой подход следует называть физическим.

Совершенно ясно, что по мере увеличения числа данных и их детальности по изучаемой территории или объему, по мере выяснения существа природного процесса, эти подходы последовательно сменяют друг друга. Во многих случаях можно миновать первые две стадии и сразу использовать третий подход, особенно когда исследуется уже понятная сторона природного явления и такой подход отвечает цели изучения пространственного распределения значений нужной характеристики.

Необходимо учитывать неоднородность поля значений изучаемой величины. Значения какой-либо характеристики, например давления или минерализации, могут плавно нарастать на больших расстояниях, а могут весьма причудливым образом варьировать на коротких отрезках. Вполне понятно, что размер деталей поля значений характеристики, которые могут быть отражены на карте или профиле, зависит от масштаба. Поэтому перед составлением карты выбирают уровень пространственного усреднения значений, получаемых в результате натурных измерений. Если же данных еще мало и по имеющимся точкам трудно делать какие-либо усреднения, то выясняют возможные вариации значений на малых расстояниях и с учетом этого принимают сечение изолиний.

В настоящее время построение карт в изолиниях и других графических представлений фактического материала все чаще про-

изводят с помощью ЭВМ. В тех случаях, когда данных много и они достаточно равномерно распределены по участку, применение ЭВМ дает прекрасные результаты. Однако если данных немного, они распределены очень неравномерно или участок сложно построен, автоматизированное построение нередко оказывается хуже ручного. Это объясняется следующей причиной. Когда карту составляет специалист, то он, часто даже не задумываясь об этом, использует при проведении изолиний или границ дополнительную информацию о строении и свойствах данного участка. Так, при построении карт распределения уровней обязательно учитывается наличие фациальных изменений, дизъюнктивов и т. д. Поэтому опытный специалист никогда не проводит изолинии простой интерполяцией вынесенных на карту измеренных значений в точках опробования. И вообще при любой интерпретации данных привлекается вся имеющаяся у специалиста информация. В программу для ЭВМ такие индивидуальные для района данные пока заложить очень сложно. При использовании чужих работ также следует помнить об этой стороне интерпретации, поскольку не всегда сведения или идеи, неявно привлекаемые авторами, бывают правильными.

Представление материала в виде графиков, т. е. геометрическое описание пространственных распределений достаточно просто по выполнению, весьма наглядно и информативно. Поэтому картографирование является очень важной частью региональных гидрогеологических исследований. Но в ряде случаев пространственные распределения значений изучаемых характеристик удобно выразить с помощью формул. Делается это обычно для одномерных распределений (графиков) и двумерных (карт).

Целью аналитического представления графиков обычно является получение данных в форме, наиболее удобной для дальнейшего использования, например, для вычисления промежуточных значений или экстраполяции. Для тех же целей обычно применяют и аналитические представления карт.

Выражение распределений с помощью формул широко используется при анализе трендов. Существо этого анализа заключается в выявлении общей тенденции в одномерном или плановом распределении значений показателя. Если такая тенденция установлена, то значение показателя в каждой точке может быть представлено в виде суммы фонового значения и случайного отклонения от него. Этот прием оказывается удобным при достижении единообразия в выделении аномалий. Таким путем можно анализировать распределение давлений, уровней, минерализации и других характеристик подземных вод. Однако до применения этого подхода необходимо обосновать само существование единой тенденции изменения изучаемого показателя на всей исследуемой площади. Такое требование связано с тем, что при проведении тренд-анализа за закономерное распределение принимается задаваемое таким многочленом от координат (другие функции используются редко), для которого сумма квадратов отклонения от него

фактических измерений при данном порядке многочлена оказывается наименьшим.

Выбор вида функции, в том числе порядка многочлена, самим исследователем, неизбежное «усредненное» отношение ко всей изучаемой территории несомненно влекут за собой определенную натяжку в получении той функции, которая потом будет считаться отвечающей закономерному распределению. Поэтому при обращении к тренд-анализу всегда необходимо взвесить все за и против.

ИЗУЧЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Для изучения региональных гидрогеологических процессов следует получить ряд характеристик свойств и состояния пород и подземных вод и объяснить эти данные с помощью теоретических схем и представлений. Без теоретической базы эмпирические данные представляют собой нетрактуемый набор численной и другой информации. Действительно, только на основании гидродинамической теории можно считать, что движение подземных вод происходит в сторону падения их напоров. Только зная, что движение их описывается законом Дарси, можно по данным о напорах вод и проницаемости пород установить скорость их фильтрации.

Но связь фактических данных с теоретическими представлениями имеет и другую сторону. Именно понимание существа процессов, которые происходят или могут происходить в водонасыщенных горных породах, дает возможность целенаправленно выбрать именно те характеристики, значения которых необходимы для решения конкретной гидрогеологической задачи или изучения данного района.

Таким образом, теоретическая база, на которую опирается изучение региональных гидрогеологических процессов, определяет его возможности и достоверность полученных результатов. Знание законов отдельных процессов (фильтрации, диффузии, растворения веществ в воде и выпадения их в осадок, химического взаимодействия вещества водных растворов и пород) обеспечивает правильный выбор характеристик, которые необходимо замерить в полевых условиях или в лаборатории, и схемы их измерения. А знание всей совокупности процессов и явлений, которые могут иметь место в конкретных условиях, обеспечивает правильность интерпретации измеренных характеристик. Если же учитывается лишь часть явлений из тех, которые могут иметь место, то фактический материал будет трактоваться без их учета и полученные выводы будут неполными или неверными.

При изучении региональных гидрогеологических процессов решаются два типа задач: выяснение (диагностика) вида процессов и количественная оценка их по выявленным характеристикам. Для решения задач обоих типов широко используется математическое моделирование.

Процедура диагностики заключается в сравнении теоретического и фактического распределений значений гидрогеологических характеристик. Теоретические распределения строятся для таких параметров, как давление, напоры и их градиенты, минерализация вод и концентрации отдельных компонентов, температур и т. д. Их получают исходя из измеренных в данном районе величин характеристик, обусловливающих протекание изучаемого процесса, и из законов, описывающих его. Например, по данным о распределении проницаемости толщ артезианского бассейна и положении зеркала грунтовых вод можно на основании закона фильтрации установить распределение напоров (или давлений), а затем сравнить его с измеренным. Поскольку в принципе возможно протекание какого-либо из нескольких вероятных процессов, то сопоставление проводится для каждого из вариантов. Процесс, для которого теоретическое и фактическое распределения совпадают наиболее полно, считается имеющим место в изучаемой толще. Таким образом, эта диагностика носит дифференцированный характер: с ее помощью выделяется один из возможных вариантов.

Рассмотрим условия принципиальной возможности осуществления такой диагностики. Во-первых, нужно обладать в должной мере развитой теорией, достаточно полно описывающей гидрогеологические процессы, которые могут происходить в исследуемой толще пород. Не обязательно проводить количественные оценки, часто достаточно качественных представлений об обусловленности процесса и характере распределения соответствующих параметров. Во-вторых, необходимо, чтобы нужные показатели были измерены в изучаемой толще с достаточной детальностью. И, в-третьих, нужно, чтобы чувствительность метода измерений была достаточной для определения необходимых параметров. Ясно, что если не выполнено хотя бы одно из этих условий, то диагностика на данном этапе изучения района или развития методов оказывается невозможной.

Приведем несколько примеров диагностики различных региональных гидрогеологических процессов. В подмерзлотных водоносных горизонтах многих районов Сибири и Дальнего Востока, имеющих значительную мощность мерзлоты, наблюдаются пластовые давления меньше гидростатических. Причинами таких низких давлений могут быть, например, понижение температуры и деградация мерзлоты. Если понижается температура, то равномерное уменьшение давления должно наблюдаться в довольно широкой зоне глубин под мерзлотой — порядка 3—5 км. Если же причиной была деградация мерзлоты, т. е. агрегатный переход льда в воду, то этот процесс, развивающийся непосредственно на границе раздела льда и воды, должен сказаться лишь в очень узкой зоне глубин сразу под мерзлотой. Различие в мощности этой зоны должно быть весьма ощутимым, и с его помощью можно определить, какая причина вызвала снижение давления.

При проведении региональных гидрогеологических исследований нередко приходится решать вопрос о генезисе воды или о их сингенетичности той толще, в которой они находятся. Диагностика генезиса подземных вод опирается на установление закономерных изменений состава воды при ее концентрировании и возникающих при этом определенных соотношениях некоторых компонентов. Эти соотношения получили название генетических коэффициентов. Определив их значения для опробуемой воды, можно сделать заключение об основных факторах, обусловивших формирование ее состава — возникшего в морском бассейне нормальной солености, при ведущей роли инфильтрационных вод и т. д. Генезис вод изучается также на основе решения задач смешения вод различного состава, например, при перетоках вод из других водоносных горизонтов. При этом используют также расчеты равновесия по отдельным компонентам воды и соответствующим веществам породы (например, по сульфатам) для поиска равновесного воде химического облика породы среди нижележащих отложений.

При решении гидрогеотермических задач региональной гидрогеологии часто приходится выяснять роль региональных потоков подземных вод в распределении температур. Одна из ситуаций — охлаждающее действие потока инфильтрационных вод, движущегося по падению водоносных горизонтов. Поскольку некоторое понижение температуры в этой зоне может быть следствием и других причин — площадных изменений величины теплового потока, теплопроводности пород и т. д., то возможным путем диагностики является построение математической модели теплового поля в этой части района с учетом регионального потока подземных вод. Полученное на модели распределение температур затем сравнивается с фактическим и анализируется степень их совпадения.

В тех случаях, когда диагностируется процесс, происходящий на значительной территории, эффективно применение методов математической статистики.

Вполне естественно, что с увеличением числа возможных процессов, особенно когда могут проявляться одновременно два и более процесса, диагностика резко затрудняется. В этих ситуациях нередко встает вопрос, возможно ли на имеющемся материале различить действие разных процессов. Вопрос этот требует всегда очень серьезной и глубокой проработки.

Одной из наименее сложных является задача оценки интенсивности протекания процесса, наличие которого в изучаемой толще уже установлено. Предположение о характере этого процесса играет исключительно важную роль: именно на его основе выбирается модель соотношения между различными величинами, с помощью которой и производится расчет. Например, имея данные о давлениях в горизонте, необходимо сделать заключение о характере массопереноса воды в нем, прежде чем начинать оценивать сам поток. Если неглубоко залегающий горизонт сложен хорошо выдержанными песками или песчаниками, то можно сказать сразу, что фильтрация воды в нем происходит в соответствии

с законом Дарси. Однако если залегающая неглубоко толща содержит нелитифицированные пластичные глины, то вопрос о характере движения воды, особенно нормально к напластованию, решается не так просто.

Если между рассматриваемыми точками по пути падения напора песчаные прослои связаны между собой, то происходит фильтрация и для ее оценки необходимо определить коэффициент фильтрации толщи с учетом распределения песчаных тел. Если же такой связи нет и путь проходит по глинам, то фильтрация развиваться не может. В этом случае природный поток будет носить бародиффузионный характер и потребуется определение соответствующих проводящих свойств глин. Поскольку оценки потока по таким разным моделям при одном и том же распределении напоров будут различаться на несколько порядков, то важность правильного выбора модели вполне очевидна. Такой выбор может быть произведен только на основе полных и строгих представлений о характере и обусловленности возможных в данной обстановке процессов.

Рассмотрим проведение подобного рода оценок для региональных изменений динамики, химического состава и термики подземных вод. Обычно приходится количественно оценивать скорость и направление региональных потоков подземных вод, дальность латерального смещения того или иного фронта подземных вод за определенный период времени, величину и скорость сквозьпластовых перетоков, масштаб водообмена в регионе в целом за тот или иной геологический период.

Выбор методики оценки современного потока связан с характером распределения плотности подземных вод. Если плотность заметно изменяется и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях, то использование различных форм напоров оказывается невозможным и приходится находить численно разностное приближение фильтрационной силы $F = -\Delta p + \rho g$, где p — давление воды; ρ — ее плотность в пластовых условиях; g — ускорение свободного падения.

Если плотность варьирует по горизонтали весьма незначительно, то можно воспользоваться приведенными давлениями, введенными А. И. Силиным-Бекчуриным в 1941 г. Значение приведенного давления P вычисляется по формуле $P = p + g\int_{z_1}^{z} \rho(z)\,dz$, где z — глубина точки измерения давления; z_0 — глубина плоскости сравнения для всех точек, в которых рассчитывается приведенное давление на данном участке. На практике использование интегрирования оказывается нерациональным. Практически всегда бывает достаточно взять приближение фактического распределения плотности воды на глубине в виде линейной функции. Тогда формула Силина-Бекчурина приобретает простой вид $P = p + g(\rho + \rho_0)(z - z_0)\,1/2$, где ρ — плотность воды в точке измерения давления; ρ_0 — то же, на глубине плоскости сравнения. Часто

вместо приведенного давления P пользуются приведенным напором $H_{пр}=p/g\rho^*$, представляющего собой длину столба воды плотностью ρ^*, которая практически всегда берется равной 1 г/см³.

Если плотность воды во всей рассматриваемой области одинакова, то пользуются напорами или абсолютными отметками статистических уровней, которые представляют собой напоры, приведенные к плоскости сравнения на отметке 0.

К описанным выше методическим подходам (для разных $\rho(x, y, z)$) примыкает и графоаналитический метод (метод пьезограмм). Впервые в практике он был использован А. В. Готтильфом. Сущность метода заключается в построении графиков изменения давлений по абсолютной глубине. Вне зависимости от вида распределения плотности перепад давления вдоль горизонтальной плоскости есть следствие неравновесности и наличия движения подземных вод. Поэтому, сравнивая серии измерений давления на разных вертикалях, можно судить о направлении и интенсивности движения вод вдоль напластования отложений.

Расстояние, на которое продвинулись подземные воды за тот или иной промежуток времени, определяют различными способами. Если имеется достаточный материал по распределению современных напоров и проницаемости пород, то можно экстраполировать скорости фильтрации на ближайшее геологическое будущее или прошлое и получить величину смещения умножением скорости движения воды на промежуток времени. Но для геологически продолжительных промежутков времени такие оценки регионального потока подземных вод непригодны, поскольку тектонические движения на территории приводят к изменению наклона рельефа местности и направления потоков подземных вод. Для больших промежутков времени сдвиг масс воды обычно оценивают по смещению фронтов определенной минерализации или состава.

Оценка водообмена в толщах водоносных пород является наименее точно решаемой задачей региональной гидродинамики. Это связано с необходимостью оперировать промежутками времени, бо́льшими, чем время полной смены воды в породах, если речь идет об инфильтрационном водообмене. Время же, за которое вода проходит от «входа» в пласт до «выхода» из него, нередко достаточно велико, чтобы успела проявиться изменчивость условий фильтрации и даже полная смена направления. Еще более сложная картина возникает при изучении литогенного водообмена.

Современный темп водообмена может быть в определенной степени оценен по значениям модулей подземного стока, которые устанавливаются гидрологическими методами. Масштабы литогенного водообмена оцениваются для региона через объем удаленной из пород за определенный период воды. Для этого пользуются эмпирически установленными зависимостями значений пористости различных типов пород от глубины, длительности залегания их на данной глубине, условий оттока. Реконструируя

палеотектонические условия, примерно определяют, какую долю порового объема потеряла порода за изучаемый геологический период. С помощью палеотемпературных реконструкций оценивают изменение температуры за этот период и соответствующие масштабы температурной дегидратации минералов пород, содержащих воду в той или иной форме. В итоге получают общее количество воды, удаленной из пород региона или из отдельных его частей.

В отношении инфильтрационного водообмена для водоносного горизонта в целом под интенсивностью понимают частоту смены полного объема воды водоносного горизонта, т. е. величину, обратную времени прохождения воды от «входа» в горизонт до «выхода» из него. Эта оценка имеет смысл только в тех случаях, когда движение подземных вод практически полностью происходит латерально. С увеличением размеров района, глубины залегания водоносного горизонта и с уменьшением различия проницаемости водоносных и водоупорных пород все большую роль приобретают сквозьпластовые перетоки вод. В этих случаях водоносные отложения региона разбивают на части, различающиеся характером водообмена. Для самых верхних частей, лежащих над первым региональным водоупором, определяют интенсивность инфильтрационного водообмена, понимая ее как частость полных смен воды. Для нижележащих горизонтов интенсивность водообмена характеризует масштаб смены воды в толще региона в результате развития процессов литогенеза и отношение удаленной из толщи воды ко всей воде, содержащейся в ней ранее. Применительно к отдельному горизонту это отношение является мерой уменьшения водосодержания, а не смещения воды, поскольку последнее зависит также от отжатия из других толщ и горизонтов воды, проходящей через оцениваемый горизонт. Таким образом, смещение воды в отдельном горизонте при литогенном водообмене зависит не только от изменения водосодержания горизонта, но и от поступления в него вод других горизонтов, испытывающих литогенетические преобразования.

Процессы формирования природной гидрогеохимической зональности изучаются с учетом геологической информации. Прежде всего на основе современных аналогов по характеру фаций пород определяются исходный состав и минерализация воды, которая могла быть захоронена вместе с осадками в процессе седиментогенеза или оказалась ниже первого регионального водоупора в процессе накопления континентальных осадков и в условиях преобладания инфильтрационного режима. Другая направленность изучения физических и химических процессов изменения первоначального состава характерна для условий, когда воды не испытали существенного перемещения относительно сингенетичных с ними пород. Для этих случаев важно знать, какие минеральные преобразования произошли в процессе литификации пород.

В таких исследованиях используются совместно как анализ природных связей между составом вод и составом пород на опре-

деленных глубинах и стадиях литогенеза, так и гидрогеохимические расчеты равновесных породе составов воды. Методы таких расчетов сейчас активно развиваются Б. Н. Рыженко, С. Р. Крайновым, В. Н. Озябкиным и др.

Особенно важную роль играют расчеты гидрогеохимических равновесий при выделении положения геохимических барьеров. На таких барьерах происходит осаждение компонентов, достигших предельных концентраций, сорбция их породами, изменения физико-химических условий и т. д. Поэтому распределения температуры, давления, физико-химических свойств пород в пространстве анализируются с позиций состояния гидрогеохимических равновесий и выделяются участки, где такое равновесие нарушается. Эти оценки важны для выявления мест, благоприятных для образования залежей различных полезных ископаемых, отлагаемых подземными водами, в частности, рудных месторождений стратиформного типа.

Для оценки гидрогеохимических процессов широко используются уравнения фильтрационного и диффузионного массопереноса. Из диффузионных процессов чаще всего учитывается концентрационная диффузия, которую рассчитывают по известным значениям градиентов концентрации соответствующих компонентов и коэффициентов диффузии. Реже пользуются оценками бародиффузии (обратного осмоса), заключающейся в избирательном перемещении под действием перепада напоров через полупроницаемые мембраны — жирные глины, содержащие связанную воду по всему сечению межминеральных пустот.

Совсем редко учитывают роль термодиффузии, которая может быть заметной лишь в зонах очень высоких градиентов температуры в активных гидротермальных системах вблизи магматических очагов.

Важную информацию о гидрогеологических процессах дает изучение распределения температур в разрезе и по площади водоносных горизонтов. По отклонению распределения температуры от отвечающего стационарному кондуктивному оценивают скорость движения подземных вод. Заметные отклонения от стационарного геотермального распределения температур служат для выявления зон разреза, где происходят геохимические процессы с выделением или поглощением тепла.

Математическое моделирование широко внедряется в повседневную практику исследований и значительно расширяет их возможности для оценки и прогнозирования гидрогеологических процессов. Ведущее место в математическом моделировании сейчас занимают методы математического изучения процессов в сплошных средах — составление и решение дифференциальных уравнений — обыкновенных и в частных производных. Наиболее часто эти методы применяются для изучения движения подземных вод, реже — для исследования тепловых потоков и совсем редко — для решения гидрогеохимических задач. Такое неравномерное внедрение математических методов в разные области гидрогеологии

связано со степенью развития теоретической базы и подготовленностью математического обеспечения.

Из недетерминированных методов наиболее активно для изучения процессов используются методы анализа временных последовательностей и близкие к ним методы. Они применяются, например, для выяснения связи колебаний уровней воды в наблюдательных скважинах и в поверхностных водоемах и водотоках, а также с изменениями атмосферного давления, вариациями геотектонического напряжения и т. д. Другие задачи анализа регионального режима связаны с изучением многолетних циклов колебания уровней подземных вод и влияния многолетней интенсивной эксплуатации.

Методы дифференциального и интегрального исчисления применяются в двух модификациях — аналитической и численной. Аналитические методы решения уравнений и их систем дают точные решения задач, но для установления сложных распределений проницаемости и других свойств пород и воды, для непрямоугольных и несферических форм области массо- и теплопереноса они нередко оказываются неэффективными. Гораздо большими возможностями в этом плане обладают численные методы, из которых наиболее часто используются разностные методы.

Моделирование развития процессов в пространстве и во времени можно с определенной долей условности разделить на расчетное и имитационное. Целью расчетного моделирования является построение математической модели процесса в конкретном объеме водоносных пород, например в артезианском бассейне, для того чтобы с ее помощью получить количественные оценки процесса или дать прогноз его развития. Имитационное моделирование направлено больше на анализ роли отдельных факторов или элементов строения сред, на изучение структуры потоков и их развития во времени, на выявление факторов, которыми можно пренебречь при численных оценках процессов с той или иной точностью. Иными словами, цель имитационного моделирования — изучение явления вообще, его специфики и обусловленности, а не конкретного гидрогеологического объекта.

Основой для создания математических моделей гидрогеологических процессов в водоносных толщах являются физические модели, т. е. схемы явлений в этих толщах, а также модели свойств сред и пространственных распределений их значений. Математические модели — уравнения и их системы — по существу, являются только математической записью физических моделей, поэтому от правильности и полноты физических моделей зависит соответствие получаемых в итоге моделирования численных оценок реальной природной обстановки.

В области движения подземных вод с помощью моделирования оцениваются скорости фильтрации, расходы подземных потоков, величина вертикальной разгрузки подземных вод, масштабы водообмена, общая структура поля скоростей фильтрации в бассейне и т. д.

При решении гидрогеохимических вопросов процессы массопереноса при фильтрации и диффузии изучаются с помощью моделирования для оценки масштабов и динамики смещения гидрогеохимической зональности, формирования ореолов рассеяния и загрязнения. Математические приемы используются также при оценках равновесий состава и минерализации вод с вмещающими их породами, процессов растворения вещества пород и садки минерального вещества при изменении температуры подземных вод.

Математическое моделирование помогает изучать распределение температур водонасыщенных пород и его изменение под действием климатических факторов, под влиянием движения подземных вод, внедрения магматических очагов и т. д.

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ

Наиболее ответственный этап региональных исследований — это выявление региональных гидрогеологических закономерностей. Оно начинается с гидрогеологического районирования и расчленения водоносных толщ в разрезе (вертикальная зональность) и в плане (плановая зональность). Такое расчленение дает первые представления о закономерностях пространственного изменения исследуемых гидрогеологических параметров и создает условия для дальнейшего изучения, разделяя толщу на относительно однородные части.

Одним из важных гидрогеологических параметров является проницаемость пород, величина и характер которой во многом предопределяют многие особенности движения и состава подземных вод. Поэтому выделение гидрогеологических районов первого порядка — гидрогеологических массивов, артезианских бассейнов и вулканогенных бассейнов — учитывает характер распределения пор и трещин в породах, общую направленность гидрогеологических процессов в этих структурах.

К любому пространственному расчленению применимо все, что говорилось выше о разбиениях шкал значений характеристик. Деление толщ по типу проницаемости носит строго объективный характер. Вместе с тем в породах трещиноватость постепенно усиливается и становится все более значимой по сравнению с межгранулярной пустотностью. Если соседствуют два участка пород, образование и изменение которых резко разорваны во времени, то они могут значительно отличаться и в отношении проницаемости. Но гораздо чаще переходы носят постепенный характер. Поэтому в таких случаях граница не может быть проведена объективно. Ее положение определяется условно, в зависимости от поставленных задач (гидродинамических, гидрогеохимических и др.).

Другой пример пространственного членения — установление вертикальной гидрогеологической зональности. В зависимости от целей такого членения выбирается и разделяющий признак. На-

пример, для установления гидродинамической зональности могут быть использованы скорости водообмена или распределение давлений. При изучении водообмена возможны также два подхода. Если важны современное состояние потоков и результаты их действия на коротком современном отрезке времени, например, с позиций сноса ореолов загрязнения за период 10—30 лет, то в качестве классифицируемого признака можно взять латеральную скорость фильтрации. Если рассматривается геологически длительный процесс и, соответственно, большой промежуток времени, то такой признак не годится. За это время направление фильтрации может несколько раз измениться, следовательно, необходимо определить, что считать характеристикой водообмена именно с точки зрения конкретной задачи. Например, для оценки смешения вод инфильтрационным потоком в части разреза над первым региональным водоупором или в целой толще спокойного платформенного района в качестве такой характеристики можно взять минерализацию воды и использовать ее как косвенный параметр.

Выбор классификационного признака должен производиться с учетом того набора природных объектов, для которого он будет применен. Необходимо, чтобы при выборе учитывалось все разнообразие возможных процессов и явлений во всей группе объектов в целом. Так, если рассматриваются слабо дренируемые артезианские бассейны, то водообмен для них можно оценивать по времени полного прохождения воды через горизонт. Если же в рассматриваемую совокупность районов входят интенсивно дренируемые гидрогеологические структуры (ГМ и ВБ), в которых происходят активные современные геологические процессы, то структура потоков подземных вод определяется совсем другими причинами и носит иной пространственный характер.

Аналогичным образом устанавливается гидрогеохимическая зональность, которая обусловлена закономерным распределением минерализации или концентраций отдельных компонентов, зональностью процессов взаимодействия воды и породы, степенью нарушения гидрогеохимической стратификации и др.

После того как установлена главная гидрогеологическая особенность, необходимая для решения поставленной задачи, следует выбрать те геологические свойства и характеристики, закономерность связи с которыми нужно искать. На ранних этапах развития региональной гидрогеологии закономерности искали простым перебором корреляций со всеми возможными или умозрительно выбранными геологическими характеристиками. Со временем отбор таких характеристик становится все более целенаправленным.

В лабораторном эксперименте опыт организуют таким образом, чтобы «вопрос» испытуемому веществу или процессу был задан точно, а «ответ» на него заключался именно в тех характеристиках, значения которых измеряются. Поставленный таким образом эксперимент называют чистым. Например, изучая фильтрацию воды через породу в условиях чистого эксперимента, необходимо измерять на концах образца перепад напоров, а не

давлений, поскольку именно им обусловлена фильтрация и от него зависит ее скорость. Поэтому при подготовке каждого эксперимента, при разработке задания и схемы измерения параметров стремятся максимально использовать все современные знания о природе процесса и условиях его протекания. На этой основе выбирают величины, которые характеризуют процесс.

Геологическое исследование представляет собой изучение результатов развития природных процессов, «природного эксперимента». Нередко его называют пассивным, подчеркивая различие между четко и целеустремленно построенным активным экспериментом в лаборатории и геологическим процессом, результаты которого мы исследуем, и вмешаться в который уже не можем.

Вернемся к проницаемости пород. Не измененные еще осадочные отложения проницаемы для воды благодаря наличию межгранулярных пустот. Поэтому между проницаемостью породы и ее гранулометрическим составом существует достаточно хорошая связь. Чем крупнее зерна песка и лучше его сортировка, тем выше проницаемость. По мере погружения и литификации происходит уплотнение отложений. Постепенно они теряют способность отвечать на внешние нагрузки и рост напряжения пластическими деформациями, складывающимися из микросмещений по межгранулярным контактам, и начинают деформироваться с повышением роли разрывов и образованием трещин. Все бо́льшую роль начинают играть степень консолидированности породы и скорость изменения тектонических напряжений, а исходный литологический тип — все меньшую. Таким образом, при изучении водоносных отложений разного возраста и различной литификации выбор модели соответствия между проницаемостью и геологическими характеристиками оказывается не столь простым. Однако возможность такого подбора существует, только она требует более глубокого и многостороннего анализа, как это было показано при описании типов скоплений подземных вод. Для выявления устойчивых связей между гидрогеологическими параметрами и характеристиками геологических условий необходимо установить обусловленность процессов на термодинамическом уровне, т. е. рассмотреть их как совокупности фильтрации, диффузии, химических и физико-химических превращений. Такой подход позволяет с помощью выявляемых закономерностей прогнозировать развитие гидрогеологических процессов и их последствия.

Гидрогеологические оценки можно разделить на несколько групп: 1) предварительная оценка региональных гидрогеологических условий района, еще не изученного гидрогеологически; 2) оценки степени благоприятности гидрогеологических условий разных частей территории или разреза региона для обнаружения разнообразных геологических образований (залежи полезного ископаемого, породы повышенной проницаемости и т. д.) или для сооружения инженерных комплексов (водозаборы, водосбросы и т. д.); 3) прогноз изменения гидрогеологической ситуации региона под действием природных или техногенных факторов. Обычно во

всех трех случаях оценки называют прогнозом, имея в виду их предположительный характер, в отличие от констатаций, основанных на полной проработке вопроса.

Закономерности региональной гидрогеологии используются в прогнозах в основном тремя различными способами: интер- и экстраполяцией, аксиоматическим (логическим построением гидрогеологических следствий для неизученного гидрогеологически объекта на основе известных закономерностей) и по аналогии.

Интер- и экстраполяция полученных закономерностей представляет собой наиболее простой способ прогнозирования. Он заключается в распространении закономерностей, установленных на смежном участке с одной стороны или на участках с обеих сторон, на неизученный. Для такого распространения, или, другими словами, прогноза, необходимо, чтобы геологические условия в части тех характеристик, которые дали закономерные связи с нужной гидрогеологической характеристикой, были такими же и на том участке, для которого делается прогноз. Для такого предсказания требуется самая простая разновидность закономерности — наличие корреляции с наиболее общими геологическими характеристиками. Анализ и использование природы связи гидрогеологических и геологических характеристик здесь привлекаются лишь в минимальной степени.

Прогноз по аналогии требует более высокой степени понимания геологической обусловленности гидрогеологических процессов. Для такого прогноза необходимо использовать критерии подобия, т. е. такие геологические и гидрогеологические характеристики, которые предположительно одинаковы в изучаемом и эталонном объектах. При этом особое внимание обращается на изучение физической и физико-химической природы гидрогеологических процессов и их связи с геологическими условиями. Например, прогнозируя по аналогии гидрогеохимическую зональность, необходимо учитывать характер процессов, ее обусловливающих. Следовательно, должны быть учтены литология и состав пород, а также диапазон температур, в котором происходит взаимодействие пород и воды, а с гидродинамической — возможность сквозьпластовых перетоков и образования переточных аномалий, характер и масштаб латеральных потоков, смещающих гидрогеохимическую зональность.

Аксиоматический способ прогноза требует максимального понимания геологической природы обусловленности гидрогеологических явлений. В настоящее время возможности такого способа прогноза еще весьма ограничены. В наибольшей степени они реализуются составлением математических моделей движения подземных вод для районов с простым геологическим строением, когда фильтрация происходит в условиях слабо расчлененного рельефа и под влиянием интенсивного отбора подземных вод из выработок. Прогноз с помощью геологических характеристик для слабо дренированных районов позволяет предсказать общую картину распределения давлений и напоров.

Весьма значительную роль играет использование региональной гидрогеологической информации в решении ряда геологических задач. Так, трассировка источников, появляющихся в результате разгрузки более глубоких вод, дает возможность выявить расположение разломов. Широкий круг задач решается с помощью гидрогеохимического анализа: изучая состав разгружающихся подземных вод, устанавливают характер горных пород в закрытых регионах, их структурно-геологические особенности.

Одной из задач гидрогеологических оценок является восстановление гидрогеологических ситуаций, существовавших в прошлом. Хотя число палеогидрогеологических построений возрастает, сегодня еще очень мало строгих методических приемов региональных палеореконструкций. Вместе с тем жизнь заставляет активно развивать комплекс строгих научных методов восстановления гидрогеологических обстановок водоносных толщ в регионах в целом, в частности, для целей прогнозирования и поиска месторождений полезных ископаемых.

Целью палеогидрогеологических региональных исследований является выяснение картины движения подземных вод, распределения их химического состава и температуры и процессов их изменения в прошлом. Обычно такие реконструкции производятся с четкой ориентировкой на выяснение условий образования и сохранения вполне определенных ископаемых: нефти и газа, руд. Поэтому наиболее интересно выяснить, существовали ли и в какой части изучаемого региона те сочетания особенностей динамики, гидрогеохимии и гидрогеотермии, которые создают условия для образования соответствующих месторождений.

Если палеогидрогеологические обстановки устанавливаются достаточно надежно, то эти данные вместе с современными могут стать основой для выяснения закономерностей проявления тех или иных черт гидрогеологической обстановки и их геологической приуроченности.

Гидрогеологическая обстановка определяется совокупностью геоморфологических условий и тектонических процессов, вызывающих термическую активизацию, изменение напряжений в породах, раскрытие трещин, развитие геохимических процессов, преобразование пород и т. д. Поэтому региональная гидрогеологическая реконструкция опирается на эти палеореконструкции, причем точность гидрогеологических палеопостроений определяется величиной ошибки наименее точных из этих геологических реконструкций. Следовательно, каждая региональная гидрогеологическая реконструкция должна содержать и анализ того, какие особенности гидрогеологии прошлого могут быть восстановлены с допустимой точностью, с достаточной достоверностью.

Наиболее проста реконструкция по аналогии. Характер гидрогеологической обстановки, существовавшей ранее в изучаемом регионе, принимается соответствующим тому, который наблюдается в другом, существующем регионе со сходными геологическим

строением и геологическими процессами. Еще несколько десятилетий назад принцип актуализма понимался по существу как практически полная повторяемость обстановок. Но по мере изучения широкого круга геолого-гидрогеологических процессов, углубления понимания их природы, геологической, физической и химической обусловленности смысл, вкладываемый в этот принцип, менялся. Сейчас в качестве фундаментального принципа, на котором строятся гидрогеологические аналогии разновременных событий, должна приниматься инвариантность химических, физических и геологических законов природы относительно пространства и времени. Согласно этому принципу, имеющему общенаучную и общефилософскую основу, законы природы неизменны как в разные периоды времени, так и в разных участках пространства. Конкретные же черты реальных обстановок определяются взаимодействием разнообразных природных примеров (см. гл. 8).

Оценивая по аналогии с современными регионами гидрогеологию этих и других регионов на прошлых этапах их существования, необходимо учитывать полный комплекс условий. Например, восстанавливая по современной картине распределения давлений и потоков подземных вод, гидрогеохимическую и гидротермическую зональности картину гидрогеологии района на одинаковом этапе геологической цикличности (например, на этапе воздымания), нужно проводить сопоставление по разным направлениям. Со времени реконструируемого этапа могло измениться строение толщи региона, например, могли добавиться новые региональные водоупоры. Это существенно меняет условия водообмена. Изменение глубины и соответствующие ему вариации температурного интервала влекут за собой и смену круга геохимических процессов, которые могут быть инициированы одной и той же тектонической активизацией. Изменение степени литифицированности пород за период со времени реконструируемого этапа ведет к изменению их трещиноватости и сквозьпластовой проницаемости. Соответственно могут измениться и другие свойства толщи.

Только проведя такой сравнительный анализ, можно сказать, в какой мере и по каким чертам правомерно проведение аналогии, какие коррективы следует учесть при этом, с какой степенью детальности и общности делать заключения.

Если реконструкция по аналогии производится на основании достаточно общих черт геологической обстановки в изучаемый прошлый период, то реконструкция по следам проявления гидрогеологических процессов носит более сложный характер и опирается на более детальный материал. В частности, реконструкция по геохимическим следам — по отложенному рудному веществу, вторичной минерализации в породах, по реликтовым флюидным включениям в минералах — позволяет выявить пути перемещения подземных вод, вдоль которых происходило нарушение равновесия в природном растворе и выпадение компонентов из раствора. Задача восстановления гидрогеохимического облика этих вод,

скорости и общего расхода их потока по смыслу идентична задаче диагностики, которая рассматривалась ранее. И здесь восстановить процессы можно только с помощью теоретических моделей, в частности расчетов гидрогеохимических равновесий. Следует помнить, что процессы, не оставившие следов в веществе породы, этим путем восстановлены быть не могут.

Другой путь основан на реконструкции тех геологических факторов, которые обусловливают движение и состав подземных вод. С помощью теоретических моделей связи этих данных с характеристиками движения и состава подземных вод восстанавливают процессы, развивавшиеся в реконструируемую эпоху. Такой путь требует глубоких знаний обусловленности гидрогеологических процессов и их связи с общим ходом геологического развития толщ пород. Одним из наиболее наглядных параметров движения подземных вод, используемым для реконструкций, является пористость пород. Ее уменьшение вниз по разрезу отражает общее снижение пористости в процессе погружения и литификации пород и отжатия соответствующих количеств подземных вод. Этот параметр, изменение которого во времени часто считают соответствующим его изменению по глубине на современных графиках распределения, наиболее широко используется в палеогидродинамических реконструкциях.

Реконструкция с помощью оценок изменения пористости, основанная на использовании графиков зависимости пористости от глубины, позволяет примерно определить общий объем отжатой воды, т. е. масштаб водообмена, вызванного уплотнением. А. А. Карцов рекомендует оценивать масштаб водообмена с помощью показателя интенсивности элизионного водообмена (ПИЭВ) — отношения объема воды, отжатой за рассматриваемый период из пород толщи, к объему порового пространства водоносных горизонтов. Но для построений палеогидродинамических схем этих данных недостаточно. Вызвано это рядом причин. Изменение пористости пород по мере их погружения происходит неравномерно, скачками, в результате увеличения массы вышележащих пород и миграции по территории тектонических напряжений. Одновременно с уменьшением пористости пород образуются новые объемы флюидов (нефть и газ) в породах, содержащих органическое вещество. Движение нефти и газа в вышележащие породы сильно сказывается на динамике подземных вод. Кроме того, необходимо детальное изучение латеральной и сквозьпластовой проницаемости толщ пород, включая кратковременную пульсацию раскрытости трещин. Поэтому научно обоснованное и объективное построение структуры движения подземных вод в прошедшие периоды времени пока невозможно.

При реконструкции состава подземных вод на основе обусловленности гидрогеохимических процессов и соответствующих геологических реконструкций используют литохимическую историю накопления осадков, время пребывания воды в породах, т. е. их возраст и общие тенденции метаморфизации вод. Так, учитыва-

ется соленость бассейна, в котором накапливались морские отложения, химический состав растворимой части пород, вмещающих воду, изменения палеотемпературной обстановки. Естественно, что такая реконструкция восстанавливает лишь наиболее общие черты гидрогеохимической истории.

Определение возраста воды представляет собой весьма сложную задачу, поскольку вода в природе смешивается. При выяснении возраста воды используют несколько подходов. Если вода седиментогенного происхождения, то ее возраст (при отсутствии признаков инфильтрационных влияний) принимают равным возрасту вмещающей толщи пород. Для морских отложений и пород, не подвергшихся активной тектонической переработке, а также для толщ, сохранивших четкую гидрогеохимическую стратификацию, совпадающую с литологической стратификацией, такая приближенная оценка оказывается вполне приемлемой.

Возраст можно установить, используя скорости распада радиоактивных компонентов. В этом случае нужны уверенность, что не было смешения подземных вод с разными концентрациями этих элементов, и учет обмена воды этими элементами с вмещающими породами.

В случае инфильтрационного питания водоносных горизонтов и при резко преобладающем масштабе латерального потока возраст воды можно принять равным периоду ее пребывания в пласте — время, затраченное на ее фильтрацию до данной точки пласта при принятой скорости движения подземных вод.

В целом, производя палеореконструкции, исследователи обычно стремятся использовать все подходы и всю возможную информацию. При этом применяется также ретроспективный анализ наблюдаемых современных зональностей. В частности, используют тектонические реконструкции, чтобы отнести к тому или иному моменту геологической истории образование переточных гидрогеохимических аномалий или оттеснения седиментогенных вод инфильтрационными.

Подводя итог рассмотрению подходов к региональным гидрогеологическим палеореконструкциям, необходимо еще раз подчеркнуть их зависимость от принимаемой теоретической схемы. При одних и тех же эмпирических данных достоверность и полнота реконструкции целиком зависят от правильности, полноты и соответствия реальной природе принимаемых теоретических представлений и построенных на их основе алгоритмов реконструкции.

Часть II
ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Глава 10
СХЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СССР. ГИДРОГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ АРТЕЗИАНСКОЙ ОБЛАСТИ

На основании принципов структурно-гидрогеологического районирования, изложенных в главах 4—7, на территории СССР выделяется ряд артезианских и гидрогеологических складчатых областей (рис. 13). К главным артезианским областям СССР относятся: Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Западно-Сибирская, Приаральская и Каспийско-Черноморская. Выделенные области рассмотрены ниже от древних к молодым.

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОДОУПОРЫ

С учетом геологического строения и гидрогеологических особенностей территорий в пределах Восточно-Европейской АО выделяют Прибалтийский, Московский, Северо-Двинский, Волго-Камский, Сурско-Хоперский, Днепровско-Припятский, Прикаспийский, Львовско-Предкарпатский и Печорский артезианские бассейны (рис. 14).

Гидрогеологические условия территории определяются совокупностью физико-географических и геологических факторов, среди которых наиболее важными являются: 1) значительные изменения ландшафтно-климатической обстановки АО — от северной тундры до засушливых полупустынь Прикаспия; 2) равнинный рельеф, неглубокий врез речных долин (до 150 м по отношению к водоразделам); 3) центробежный характер стока рек со средним годовым модулем 2—10 л/(с·км^2); 4) развитие многолетней мерзлоты на севере АО; 5) присутствие в разрезе чехла четырех структурных этажей, сложенных верхнепротерозойскими, вендско-нижнедевонскими, среднедевонско-верхнетриасовыми и нижнеюрско-кайнозойскими отложениями (рис. 15); 6) широкое распространение карбонатных пород палеозойского возраста; 7) развитие в большинстве АБ мощных соленосных толщ в девоне, карбоне и перми, проявление соляной тектоники в Прикаспийском и Днепровско-Припятском АБ; 8) четвертичные материковые ледниковые отложения, перекрывающие значительную часть территории АО; 9) вертикальные неотектонические движения значительной амплитуды, которые за послемиоценовое время на окраинах АО достигли 500 м и привели к образованию разломов,

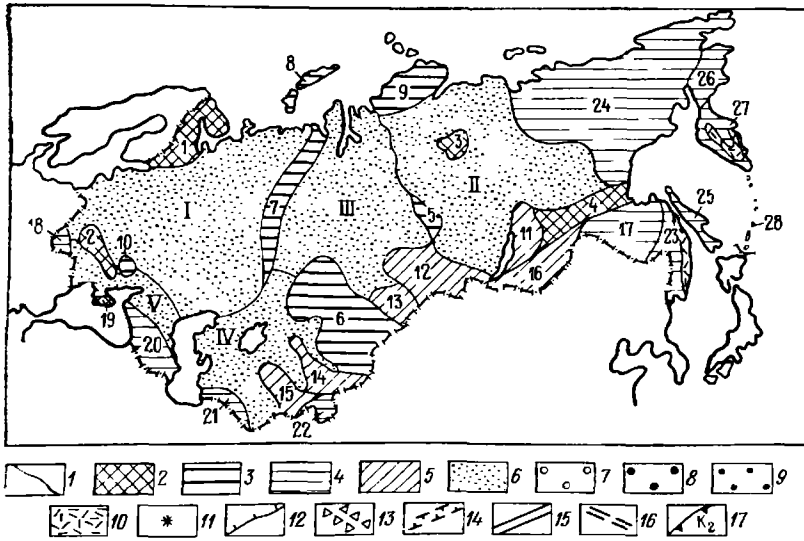


Рис. 13. Схема структурно-гидрогеологического районирования СССР.
Артезианские области: I — Восточно-Европейская; II — Восточно-Сибирская; III — Западно-Сибирская; IV — Прикаспийская; V — Каспийско-Причерноморская. Складчатые области: 1 — Балтийская; 2 — Украинская; 3 — Анабарская; 4 — Алданская; 5 — Енисейская; 6 — Казахская; 7 — Уральская; 8 — Новоземельская; 9 — Таймырская; 10 — Донецкая; 11 — Прибайкальская; 12 — Саянская; 13 — Алтайская; 14 — Тянь-Шаньская; 15 — Алайская; 16 — Забайкальская; 17 — Амуро-Охотская; 18 — Карпатская; 19 — Крымская; 20 — Кавказская; 21 — Копетдагская; 22 — Памирская; 23 — Сихотэ-Алинская; 24 — Верхояно-Колымская; 25 — Сахалинская; 26 — Корякская; 27 — Камчатская; 28 — Курильская. *1* — границы гидрогеологических структур; *2—5* — складчатые области суши (*2* — дорифейские (древнейшие), *3* — палеозойские (древние), *4* — мезо-кайнозойские (молодые), *5* — омоложенные палеозойские); *6* — артезианские области суши, чехол которых сложен различными породами; *7—9* — артезианские области шельфа и дна внутренних морей, чехол которых образован разными отложениями (*7* — фанерозойскими, *8* — мезо-кайнозойскими, *9* — кайнозойскими), *10* — кайнозойские вулканогенные бассейны; *11* — отдельные вулканы; *12* — бровка шельфа; *13* — зоны спрединга; *14, 15* — рифтовые зоны (*14* — на суше; *15* — на дне океана) *16* — трансформные разломы; *17* — впадины с корой океанического типа и время начала их заложения

а также оживлению разгрузки и перетекания подземных вод; 10) значительная часть территории АО находится под водой (рельеф Балтийского, Белого, Печорского и Баренцева морей, котловины Каспийского моря, Ладожского и Онежского озер).

Породы фундамента выходят на поверхность или залегают вблизи нее в краевых частях АО, а также в Воронежской и Белорусской антеклизах. На Тиманском кряже к метаморфическим породам протерозоя приурочено большое число источников с дебитом до 1 л/с. Зона выветривания фундамента обычно обводнена слабо. Ее мощность под осадочным чехлом не превышает 40 м, а дебиты скважин составляют 0,1—0,3 л/с.

Наибольшие притоки иногда при самоизливе наблюдаются в зонах тектонических нарушений, где они достигают 10 л/с. Обводненность пород прослеживается на глубинах несколько сотен и даже тысяч метров. Одна из скважин на Татарском своде

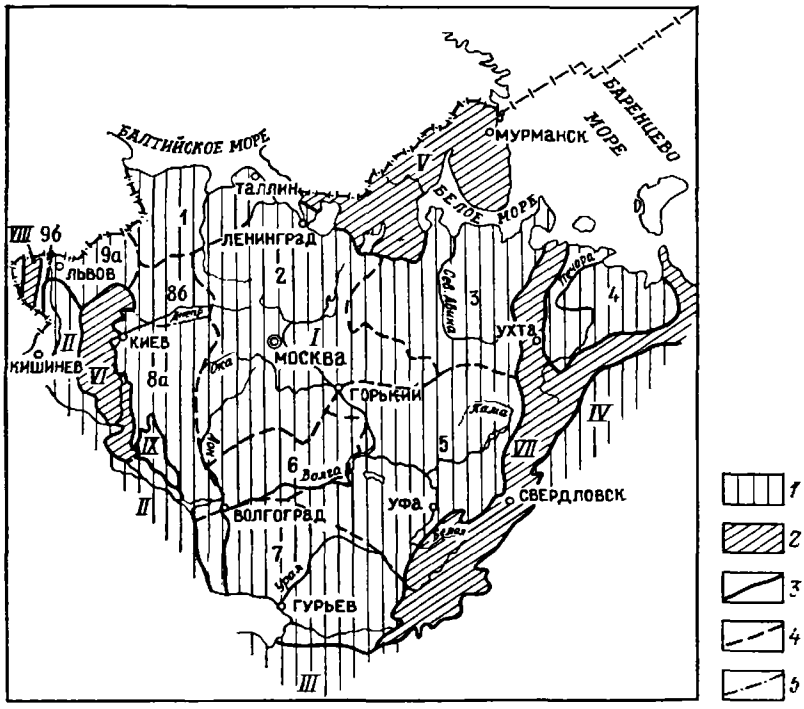


Рис. 14. Схема гидрогеологического районирования Восточно-Европейской артезианской области.

1 — артезианские области и бассейны; *2* — гидрогеологические складчатые области; *3* — границы артезианских бассейнов первого порядка; *4* — то же, второго порядка. Артезианские *(I—IV)* и гидрогеологические складчатые области *(V—IX)*: *I* — Восточно-Европейская, *II* — Каспийско-Черноморская, *III* — Приаральская, *IV* — Западно-Сибирская, *V* — Балтийская, *VI* — Украинская, *VII* — Уральская, *VIII* — Карпатская, *IX* — Донецкая. Артезианские бассейны: 1 — Прибалтийский; 2 — Московский; 3 — Северо-Двинский; 4 — Печорский; 5 — Волго-Камский; 4 Сурско-Хоперский; 7 — Прикаспийский; 8 — Днепровско-Припятский (8а — Днепровский, 8б — Припятский); 9 — Львовско-Предкарпатский (9а — Львовский, 9б — Предкарпатский)

прошла по породам фундамента 3215 м и вскрыла водоносные интервалы на глубинах 4—5 км (2—3 км от кровли фундамента). В самом глубоком интервале приток воды с фильтратом глинистого раствора составлял 81,5 м³/сут, а пластовое давление составляло 53,3 МПа [24].

Химический состав вод фундамента в зоне выветривания и в залегающем выше водоносном комплексе совпадает. В краевых частях АО — это пресные воды, а на глубинах более 2 км — это обычно рассолы. Воды зон тектонических нарушений и глубокого залегания отличаются специфическим составом (см. гл. 15).

В чехле Восточно-Европейской АО выделены 16 основных водоносных комплексов (ВК) и две региональные водоупорные толщи (ВУТ).

Рифейский (волынский) ВК сложен терригенными образованиями с прослоями эффузивов и туфов, выполняющими грабены-авлакогены, шириной 50—90 км и протяженностью до нескольких сотен километров. Наиболее крупными являются Валдайский и Солигаличский грабены, каждый из которых прослеживается на расстояние более 540 км. Глубина залегания фундамента превышает 5,5 км. Обводненность пород небольшая: дебиты скважин измеряются сотыми долями литра в секунду. Обычно вскрываются рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 180—300 г/л и содержанием брома до 2 г/л. В других грабенах также отмечается преимущественное распространение соленых вод и рассолов.

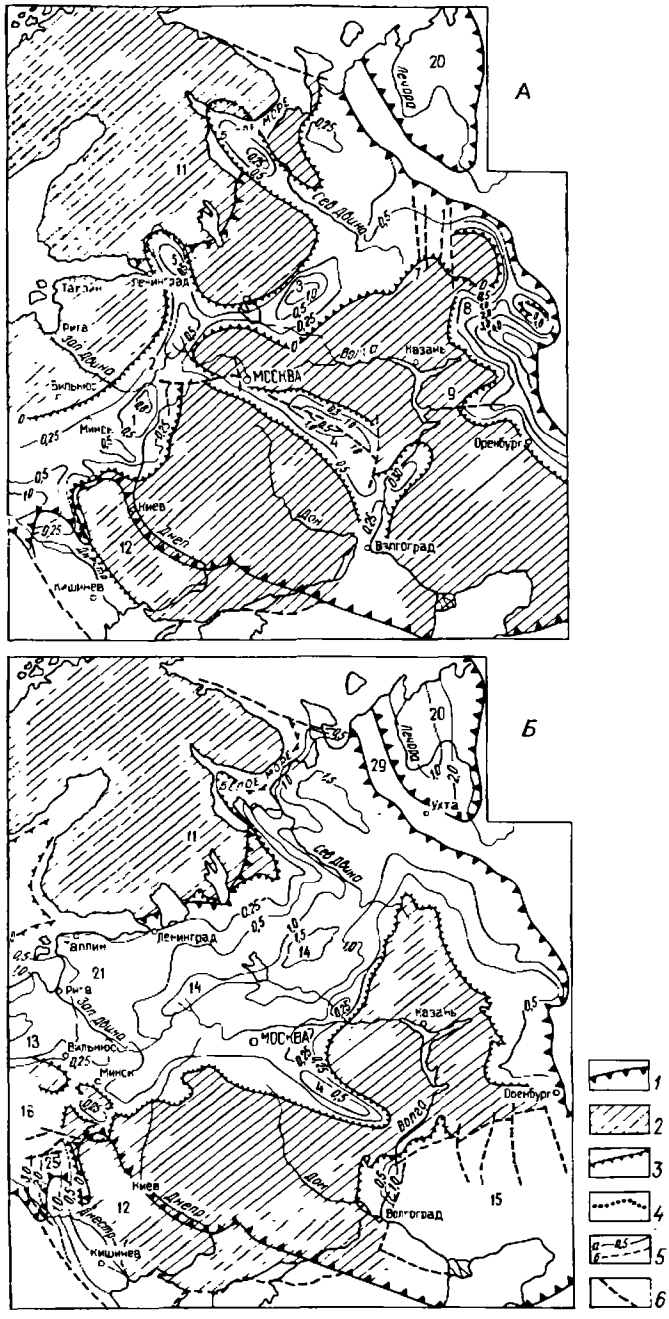
Вендский (гдовский) ВК является одним из важнейших на северо-западе этой области. Он сложен песчаниками и алевролитами с прослоями глин, аргиллитов, конгломератов и гравелитов, суммарная мощность которых колеблется от 50 до 600 м. Пачки глин и аргиллитов разделяют ВК на несколько водоносных горизонтов.

Наибольшая обводненность комплекса наблюдается на севере и юге Прибалтийского, на северо-западе Московского и на востоке Львовского АБ, где дебиты скважин достигают 10 *л/с*. Эти районы отличаются распространением пресных вод. С глубиной водоносность пород заметно уменьшается и происходит смена пресных вод солеными, а на глубинах более 1 км рассолами. В Друскининкае и Бирштонасе вскрыты и используются лечебные минеральные воды хлоридного натриевого состава. В Среднем Поволжье и Прикамье к вендскому ВК отнесены отложения верхнебавлинской серии, представленные преимущественно песчаниками. В них вскрываются рассолы с минерализацией более 250 г/л.

Пьезометрические уровни рассматриваемого ВК в Московском и Прибалтийском АБ направлены в сторону крупных дрен — Финского залива, Ладожского озера и Белого моря, где скважины часто фонтанируют. Наиболее высокие отметки уровней находятся на линии Порхов — Старая Русса. Длительная эксплуатация ВК в районах Ленинграда, Таллина и других привела к снижению уровней на несколько десятков метров и образованию крупных депрессионных воронок.

Котлинская ВУТ перекрывает вендский ВК и представляет собой толщу тонкослоистых глин, распространенных в Прибалтийском (мощность 10—50 м), Московском (100—450 м) и Северо-Двинском (200—300 м) бассейнах. Максимальная мощность ВУТ 876 м отмечена вблизи г. Котласа. В этих глинах прокладывают ленинградское метро.

Кембро-ордовикский ВК распространен в западной и северной частях Восточно-Европейской АО. Он сложен ломоносовскими песчаниками, синими глинами лонтоваской свиты, пиритасскими и тискресскими песчаниками кембрия и перекрывающими их отложениями нижнего ордовика (оболовые песчаники, диктионемовые


А
Б
Ленинград
Таллин
Рига
Зап. Двина
Вильнюс
Минск
МОСКВА
Казань
Оренбург
Волгоград
Киев
Днепр
Кишинев
Дон
Волга
Печора
Сев. Двина
Ухта
11
12
13
14
15
16
20
21
29
1
2
3
4
5
6

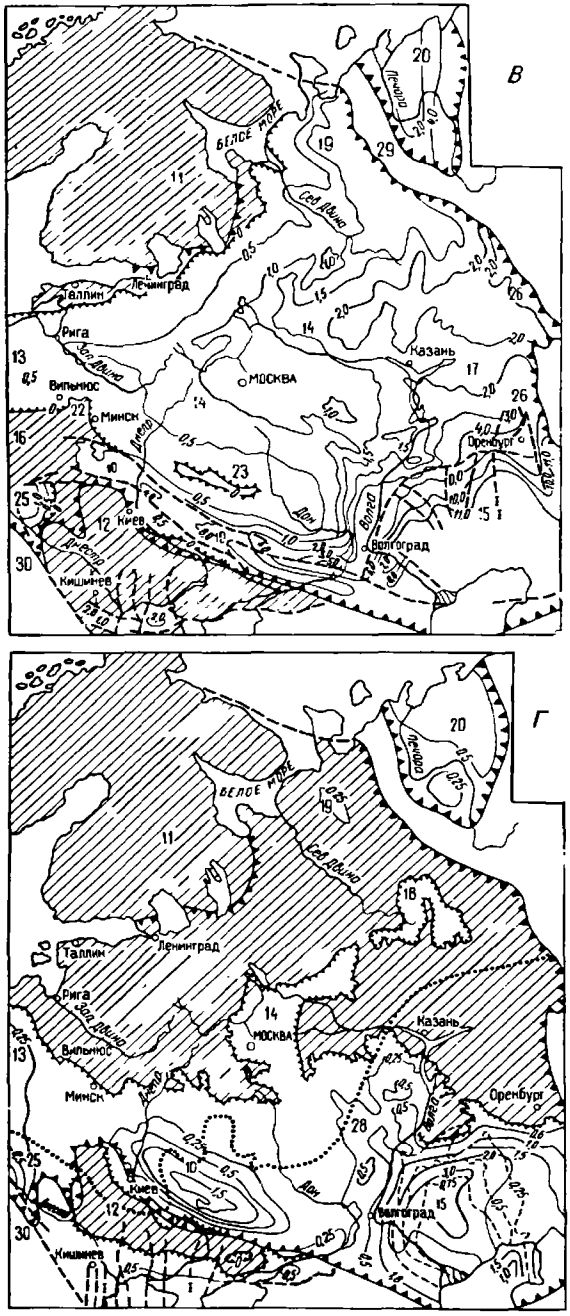


Рис. 15. Распространение и мощности структурных верхнепротерозойского (*А*), вендско-нижнедевонского (*Б*), среднедевонско - верхнетриасового (*В*) и нижнеюрско-кайнозойского (*Г*) этажей Восточно-Европейской АО (по Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову, Т. Ю. Кривской и др.).

Авлакогены: 1 — Оршанский, 2 — Крестецкий, 3 — Среднерусский, 4 — Пачелмский, 5 — Приладожский, 6 Беломорский, 7 — Кажимский, 8 — Калтасинский, 9 — Радаевский, **10 — Припятско-Днепровский;** *щиты:* 11 — Балтийский, 12 — Украинский; *синеклизы:* 13 — Прибалтийская, **14 — Московская**, 15 — Прикаспийская; *впадины; 16* — Брестская, **17 — Камская**, 18 — Вятско-Камская, 19 — Мезенская, 20 — Печорская 21 — **Локтевское поднятие;** *антеклизы:* 22 — Белорусская, 23 — Воронежская, 24 — Волго-Камская; *прогибы:* 25 — Львовский, 26 — Предуральский, 27 — Прикарпатский, 28 — Ульяновско-Саратовский; *складчатые области:* **29 — Уралo-Тиманская**, 30 — Карпатская. *1* — граница Восточно-Европейская АО; *2* — область отсутствия отложений (*Г* — без учета распространения четвертичных образований); *3* — граница распространения отложений; *4* — южная граница распространения ледниковых отложений; *5* — изопахиты (*а* — PR_2, $V—D$, $D_2—T_3$, $J_3—K$; *б* — KZ (без четвертичных отложений). *6* — наиболее значительные разрывные нарушения

сланцы, лаэтские глины). Водоносные горизонты обычно гидравлически связаны между собой. Эта связь нарушается на участках, где нижнекембрийские песчаники перекрыты синими лонтоваскими глинами, мощность которых достигает 100 м, а в некоторых районах Московского и Северо-Двинского АБ составляет 400 м. В восточном направлении мощность синих глин постепенно уменьшается, и они замещаются алевролитами и песчаниками.

Общая мощность этого ВК колеблется от 20—40 м на Силурийском (иногда называют Ордовикским) плато до 140—150 м в Северо-Двинском АБ. Обводненность песчаников довольно высокая: на Силурийском плато дебиты скважин составляют 1—10 л/с, в Приильменской котловине достигают 25 л/с при самоизливе, а на склоне Белорусской антеклизы, вблизи г. Каунаса 40 л/с.

Лучше всего ВК изучен в северной части Силурийского плато. Питание комплекса осуществляется за счет поступления вод из вышележащих ордовикских отложений. Комплекс дренируется глубокими долинами и Финским заливом. Вдоль северной окраины области распространения ВК в результате интенсивной эксплуатации подземных вод в Сланцах, Кингисеппе, Кохтла-Ярве и других городах образовались крупные депрессионные воронки.

Пресные воды вскрыты преимущественно на севере Прибалтийского и северо-западе Московского АБ. В водах отдельных источников вдоль глинта на побережье Финского залива отмечена повышенная радиоактивность (до $5{,}9 \cdot 10^2$ Бк/л). В интервале глубин 200—500 м преобладают соленые воды, а глубже — рассолы с минерализацией до 200 г/л.

Ордовикско-нижнедевонский ВК встречен в основном на севере, северо-западе и западе Восточно-Европейской АО. Комплекс представлен карбонатными отложениями ордовика (известняки, доломитизированные известняки, доломиты), силура (известняки, доломиты и мергели) и нижнего девона (преимущественно глинистые). Силурийские и нижнедевонские отложения имеют ограниченное распространение, главным образом в Прибалтийском и на западе Московского АБ. В разрезе ВК выделяется несколько водоупорных горизонтов глин — кукерские слои ордовика с пачкой горючих сланцев и нижнедевонская глинистая толща. Мощность комплекса колеблется от нескольких десятков метров до 1 км в Печорском АБ.

В полосе, тянувшейся южнее глинта — уступа, размытого древним морем и существовавшего на месте Финского залива,— известняки ордовика часто закарстованы и характеризуются значительной обводненностью (дебиты скважин достигают 20 л/с). Вдоль глинта наблюдаются многочисленные источники. Месторождения горючих сланцев в Эстонии и на западе Ленинградской области обводняются прежде всего за счет вод кукерского и таллинского водоносных горизонтов ордовика. Притоки в горные выработки составляют несколько сотен кубических метров в час.

Пресные воды вскрыты в приглинтовой полосе, на севере Московской синеклизы, в пределах Белорусской антеклизы и на восточном крыле Львовской впадины. Глубже 500 м распространены соленые воды хлоридного натриевого состава; на глубинах более 1,5 км в центральных частях Печорской и Калининградской впадин и Московской синеклизы они сменяются рассолами.

Среднедевонский ВК встречается во всех АБ Восточно-Европейской АО. Он обычно залегает с несогласием на более древних ВК и отделен от них местными водоупорами — глинисто-гипсоносными и соленосными отложениями низов среднего девона, глинистой толщей нижнего девона, слабо проницаемыми породами более древнего возраста. Среднедевонский ВК сложен преимущественно терригенными породами (песчаники, алевролиты, глины) общей мощностью до 350 м; в Волго-Камском АБ его мощность достигает 1 км. В наиболее глубоких частях Московского АБ в среднедевонском ВК обнаружены соленосные и гипсоносные породы, доломиты. На западе АБ в районе Нелидово прослежены многочисленные линзы каменной соли, образующие соленосную зону протяженностью 450 км, шириной 70 км и мощностью 20—50 м (рис. 16).

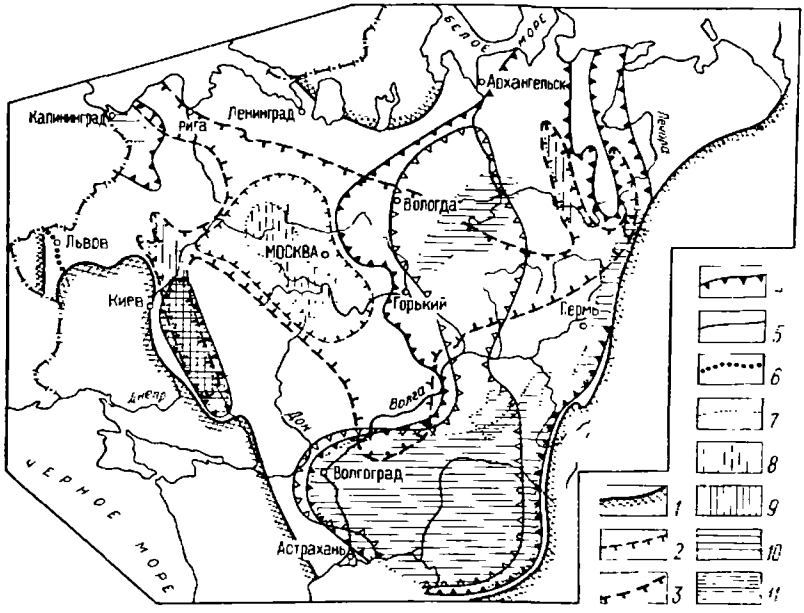


Рис. 16. Распространение соленосных отложений в Восточно Европейской АО (по материалам А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого, М. А. Жаркова и др.).

1 — граница Восточно-Европейской АО; *2—6* — распространение соленосных отложений (*2* — среднего девона, *3* — верхнего девона, *4* — нижней перми, *5* — верхней перми, *6* — неогена); *7* — границы распространения каменной соли; *8—11* — каменная соль в отложениях (*8* — среднего девона, *9* — верхнего девона, *10* — нижней перми, *11* — верхней перми)

В Прибалтийском, Московском и Северо-Двинском АБ комплекс делится на три части: нижнюю слабопроницаемую глинистую и соленосную; среднюю пеструю по проницаемости песчано-глинистую и гипсоносную; верхнюю хорошо проницаемую, сложенную преимущественно красноцветными песчаниками. В Московском АБ верхняя часть комплекса, представленная старооскольскими слоями, составляет единую водоносную толщу с вышележащими песчаниками швентойских слоев нижнефранского подъяруса верхнего девона.

Дебиты скважин, вскрывших нижнюю и среднюю части комплекса, обычно не превышают 1 л/с. Производительность скважин в верхней части комплекса изменяется преимущественно от 3 до 10 л/с, иногда при изливе достигает 70 л/с. В северном и восточном направлениях водоносность пород заметно падает. Важную роль очага разгрузки подземных вод среднедевонского комплекса играет Приильменская котловина, которая фиксируется снижением пьезометрической поверхности комплекса вблизи озера, многочисленными восходящими источниками и фонтанирующими скважинами с избыточным давлением над устьем до 1,5 МПа.

Пресные воды гидрокарбонатного состава иногда с повышенным содержанием железа встречены в центральной части Прибалтийского АБ, на западе и юге Московского АБ, на Тимане. С погружением комплекса минерализация вод растет до 20 (Старая Русса), 61 (Пестово) и 260 (Москва) г/л. Соленые воды и рассолы имеют обычно хлоридный кальциево-натриевый состав с повышенным содержанием брома.

В Волго-Камском и Сурско-Хоперском АБ среднедевонский ВК залегает на глубинах 1—3 км. Как и в Московском АБ, он объединен с нижнефранскими слоями верхнего девона и называется водоносным комплексом терригенного девона. В Заволжье ВК сверху перекрыт саргаевским и доманиковым горизонтами, сложенными глинистыми известняками и битуминозными сланцами, служащими надежной покрышкой для нефтяных залежей, заключенных в терригенной толще среднего девона — нижнефранского подъяруса верхнего девона. С этой толщей связано до 7—8 водоносных горизонтов. Обводненность песчаных пород небольшая: дебиты скважин редко превышают 3 л/с при понижениях уровня на 300—500 м. Пьезометрическая поверхность ВК имеет наклон с севера на юг и юго-восток в сторону Прикаспийской впадины. Повсеместное распространение в нем получили рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 100—300 г/л. Концентрация солей растет с увеличением глубины залегания комплекса в восточном и юго-восточном направлениях. Рассолы отличаются высоким содержанием брома (до 2 г/л), присутствием йода (до 15 мг/л). В газовой фазе преобладают азот и метан. Температура вод на глубине 1 км составляет 20—25 °С, а на глубине 2,5 км 60—70 °С.

В Печорском АБ средне- и верхнедевонские отложения объеди-

няются в единый ВК и сверху перекрыты кыновско-саргаевской водоупорной покрышкой отложений франского яруса. Наибольшей проницаемостью, по данным Н. М. Невской, характеризуется верхняя зона песчаников, в которых открытая пористость изменяется от 20 до 25 %. С глубиной она уменьшается до 5 %. С погружением ВК в южных и центральных районах наблюдается увеличение минерализации до 280 г/л. В северных районах на глубинах 3—5 км отмечается инверсионный гидрохимический разрез. Минерализация вод уменьшается до 50 г/л, содержание брома снижается до 300 мг/л, йода — до 3 мг/л. Вместе с тем возрастает содержание гидрокарбонат-иона (до 1,3 г/л) и углекислоты, резко повышается пластовое давление. Указанные явления связаны с процессами гидрослюдизации монтмориллонитов.

В Днепровско-Припятском АБ рассматриваемый комплекс слагает нижнюю часть разреза чехла и содержит высокоминерализованные (до 376 г/л) рассолы. На глубинах 2,5—3 км они имеют хлоридный натриево-кальциевый состав и содержат бром (до 4,3 г/л).

На восточном борту Львовского АБ комплекс выходит на поверхность, обладает значительной водоносностью (скважины дают до 18 л/с) и содержит пресные воды. С погружением на запад минерализация растет и в центре достигает 157 г/л.

Верхнедевонский ВК относится к числу наиболее широко распространенных на территории Восточно-Европейской АО. В его разрезе преобладают карбонатные отложения — доломиты и известняки, чередующиеся с песчано-глинистыми отложениями, а также с гипсоносными породами (саргаевский горизонт франского яруса, лебедянские и данковские слои фаменского яруса). В Западном Притиманье и Припятском прогибе в верхнедевонском комплексе обнаружена каменная соль (см. рис. 16). Суммарная мощность отложений ВК достигает 700 м.

Комплекс выходит на поверхность в пределах Центрального и Главного девонских полей, на севере Северо-Двинского АБ и в некоторых положительных структурах АО (Белорусская антеклиза), где отмечаются проявления карста и повышенная обводненность пород. Производительность скважин достигает 5 (иногда 44) л/с. Воды обычно пресные. Увеличение минерализации до 9 г/л фиксируется в долинах рек на участках разгрузки соленых вод из нижележащих горизонтов и на площадях развития гипсоносных пород, где формируются сероводородные воды сульфатного кальциевого состава (курорты Кемери Латвийской ССР и Хилово Псковской обл.). Минеральные воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 3—20 г/л выходят на поверхность в районе Старой Руссы (разгрузка в котловине оз. Ильмень) и залегают на глубинах до 250 м.

С погружением комплекса обводненность уменьшается, а минерализация подземных вод растет. Дебиты скважин не превышают 3 л/с. Сульфатные воды вскрываются на глубинах 100—400 м (курорт Кранка Тульской обл.; г. Москва). На глубинах

более 500 м обычно распространены соленые воды и рассолы хлоридного состава. В Волго-Камском и Сурско-Хоперском АБ, где комплекс залегает на глубинах 1—3 км, минерализация вод колеблется от 230 до 260 г/л. Содержание брома изменяется от 200 до 500 мг/л, йода — от 4 до 13 мг/л.

На южном и юго-восточном склонах Татарского свода, на северо-восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в зоне Саратовских дислокаций ниже глинисто-карбонатного водоупора франского яруса (кыновский горизонт) распространены нефте- и газоносные горизонты. Интенсивное законтурное заводнение, применяемое при эксплуатации нефтяных месторождений, привело к повышению уровня подземных вод на этих участках на несколько десятков метров и к понижению минерализации с 270 до 250 г/л. Скорость движения закачиваемой воды, например, на Бавлинском месторождении достигает 200 м/год и более.

В пределах нефтегазоносных районов Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов и других структур в газовой фазе преобладают азот и метан с большими концентрациями тяжелых углеводородов. В северном и западном направлениях преобладающим газом становится азот. В Московском АБ газонасыщенность снижается и на глубинах около 2 км не превышает 150 $см^3/л$. В Северо-Двинском АБ на глубинах 1—2 км вскрыты рассолы с минерализацией 70—200 г/л и содержанием брома 200—600 мг/л. Особенности комплекса в Прикаспийском АБ не изучены вследствие большой глубины залегания (более 5 км).

В Днепровско-Припятском АБ комплекс распространен в центральной, наиболее погруженной части авлакогена, где обычно залегает на глубинах более 1,5 км. Он близко подходит к поверхности лишь на участках солянокупольных структур. Развитие соляных штоков привело к образованию многочисленных нарушений в девонских и перекрывающих их отложениях.

В Припятской впадине в разрезе ВК выделяют подсолевые отложения, представленные песчаниками, глинами, известняками и доломитами общей мощностью 200—300 м; нижнюю и верхнюю соленосные толщи мощностью по 500—1200 м; межсолевые отложения — известняки и доломиты суммарной мощностью 300—500 м. Соленосные породы выполняют роль водоупоров. Водоносность других пород небольшая. Минерализация вод комплекса изменяется от 131 до 308 г/л, состав хлоридный кальцниево-натриевый с повышенным содержанием брома и йода.

На восточном борту Львовского АБ карбонатная толща верхнего девона отличается повышенной обводненностью. В западном направлении глубина залегания ВК увеличивается до 1,5 км. В этом направлении водоносность уменьшается и растет минерализация подземных вод (до 120 г/л).

Нижне-, средне- и верхнекаменноугольные ВК выходят на поверхность в центральной части Восточно-Европейской АО. Эти ВК широко распространены во всех АБ, кроме Прибалтийского. Их мощности возрастают в восточном направлении. Рассматривае-

мые ВК гидравлически связаны между собой, поскольку существующие в них водоупоры регионально не выдержаны и во многих местах прорезаются древними эрозионными долинами, заполненными водоносными песками. От верхнедевонского нижнекаменноугольный ВК на многих участках отделяется водоупорными глинами и гипсами пестроцветной толщи.

В нижнекаменноугольном ВК Московского, Волго-Камского, Северо-Двинского и Сурско-Хоперского АБ выделяются четыре основных водоносных горизонта: 1) турнейский, связанный преимущественно с лихвинскими известняками; 2) нижневизейский, приуроченный в основном к бобриковским, тульским, алексинским и михайловским пескам, углям, бокситам (на западе) и известнякам (на востоке); 3) верхневизейский, представленный известняками, а в Московском АБ известняками и песчано-глинистыми отложениями; 4) серпуховский — известняки и доломиты, часто загипсованные. Мощность каждого из этих водоносных горизонтов увеличивается с запада на восток и юго-восток с 20 до 400 м, иногда более.

В серпуховском водоносном горизонте обнаружены погребенные долины, ориентированные с северо-запада на юго-восток. Глубина их вреза достигает 120 м, протяженность изменяется от 300 до 400 км, ширина — от 1 до 8 км. Верхняя часть разреза долин представлена в основном глинами и выполняет роль барража, а в нижней части залегают пески, через которые осуществляется гидравлическая связь между горизонтами карбона.

В центральной части Восточно-Европейской АО наибольшей обводненностью среди нижнекаменноугольных отложений отличаются известняки, особенно в долинах рек и приозерных котловинах, где производительность скважин достигает десятков литров в секунду и в 5—10 раз больше, чем на водоразделах. Движение подземных вод направлено к долинам рек, где скважины часто дают излив.

Интенсивная эксплуатация водоносных горизонтов в крупных населенных пунктах и горнопромышленных районах приводит к изменению режима подземных вод и образованию крупных депрессионных воронок. Например, в серпуховско-окском горизонте в районе г. Москвы с 1940 по 1961 г. уровень снизился на 11—15 м, местами до 31 м. Притоки воды в шахты из яснополянского горизонта при разработке углей на западе и юге Московского бассейна и огнеупорных глин в Боровичско-Любытинском районе достигают нескольких тысяч метров в час. Интересно отметить, что длительное (20—25 лет) осушение ВК в центральном районе этого бассейна — шахтный водоотлив 83 тыс. л/с, действие водопонижающих скважин (до 9,4 тыс. л/с), эксплуатация водозаборов 2,2 тыс. л/с — привело к увеличению модуля подземного стока с 2,5 до 5,0 л/с·км^2 и соответственно к значительному уменьшению модуля поверхностного стока.

В районах выхода на поверхность подземные воды нижнекаменноугольного ВК имеют небольшую минерализацию (0,1—

0,9 г/л) и гидрокарбонатный кальциевый состав. На многих участках отмечаются повышенные концентрации железа (до 3 г/л, иногда 10—16 мг/л).

Толща нижнего карбона погружается в восточном направлении на глубину 1—2 км, а в Нижнем Поволжье — на 3 км и более. Водоносность пород нижнекаменноугольного ВК с погружением заметно падает, дебиты скважин уменьшаются до десятых и сотых долей литра в секунду при понижении уровня на сотни метров. С глубиной возрастает минерализация подземных вод: до 100 г/л в районе г. Горького, до 200 г/л в районе г. Казани и до 265 г/л в среднем течении р. Камы. Состав вод хлоридный натриевый и кальциево-натриевый. Содержание брома и йода достигает 600 и 8 мг/л соответственно.

В газовом составе вод до глубины 2 км преобладает азот, а ниже — углеводородные газы. В зонах глубоко погребенных структурных элементов — поднятий, валов и др. — наблюдаются скопления углеводородных газов и нефти. По данным Е. Е. Беляковой, в Урало-Волжской нефтегазоносной области общая газонасыщенность пластовых вод в среднем уменьшается с 0,7 л/л на контуре нефтеносности до 0,16 л/л на расстоянии 9,5 км от него. С удалением от контура нефтеносности падает содержание растворенных в воде углеводородных газов.

В нефтегазоносных районах Волго-Камского АБ процессы сульфатредукции часто приводят к повышению концентрации сероводорода до 300 мг/л. В верхней части разреза до глубин в несколько сотен метров сероводородные воды имеют сульфатный, а ниже — хлоридный состав. На Оренбургском своде одновременно с высокими содержаниями сероводорода отмечено наличие углекислоты в количестве 70—350 мг/л.

Нижнекаменноугольный ВК в Днепровско-Припятском и Львовском АБ залегает на глубинах 0,5—3 км и образован преимущественно песчано-глинистыми, а в нижней части разреза карбонатными отложениями. Водоносность пород небольшая. Минерализация вод растет с увеличением глубины залегания с 10 до 268 г/л. Состав вод хлоридный кальциево-натриевый. Содержание брома и йода достигает 730 и 32 мг/л соответственно.

Среднекаменноугольный ВК представлен преимущественно карбонатными отложениями — известняками и доломитами с прослоями мергелей, глин, гипсов, алевролитов. Его мощность возрастает с 50 м на западе до 600 м на востоке и юго-востоке АО, а на отдельных участках до 1600 м.

В разрезе ВК Московского, Волго-Камского, Сурско-Хоперского и Северо-Двинского АБ выделяют три основных водоносных горизонта — башкирский, каширский и подольско-мячковский. Между башкирским и каширским горизонтами залегают верейские глины мощностью несколько десятков метров (на востоке до 250 м), служащие разделяющей водо- и нефтегазоупорной толщей.

В районах, где известняки среднего карбона залегают вблизи поверхности, развит карст. Он характерен для Окско-Цнинского плато, Онего-Двинского междуречья и ряда других районов, где отмечается повышенная обводненность скважин. В долинах рек они часто фонтанируют (дебиты до 50, иногда 80 л/с). Увеличение глубины залегания комплекса сопровождается уменьшением водоносности пород. На глубинах более 600 м в Волго-Камском АБ притоки из скважин обычно не превышает 0,1 л/с.

В районах выхода на поверхность и неглубокого залегания ВК вскрываются пресные воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава, иногда с содержанием железа до 10 мг/л и фтора до 6 мг/л. Наименьшие концентрации фтора (до 1 мг/л) установлены на водораздельных пространствах. Воды с содержанием фтора более 3 мг/л формируются в долинах рек Волги и Оки, а также в полосе Бежецк — Калинин — Москва — Касимов, имеющей ширину 10—50 км. Широкое распространение фтороносных вод объясняется региональным проявлением флюоритовой минерализации в карбонатных и глинистых отложениях карбона, особенно его среднего отдела.

С погружением комплекса появляются сульфатные воды, а на глубинах более 500 м преобладают воды хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава с минерализацией до 277 г/л, с содержанием брома и йода до 585 и 12 мг/л соответственно.

Как и в нижнекаменноугольном ВК, сероводород устанавливается в водах сульфатного кальциево-натриевого и хлоридного натриевого составов. Его максимальные концентрации достигают 400 мг/л. В газовой фазе обычно преобладает азот. В районах развития нефтегазоносных структур — на Жигулевско-Пугачевском своде, в Радаевско-Албуловской впадине, зоне Саратовских дислокаций — основным газом становится метан.

В Днепровско-Припятском АБ комплекс сложен в основном песчано-глинистыми отложениями мощностью до 1200 м. На юге и в центре АБ комплекс перекрыт глинистой пачкой мощностью до 300 м. Глубина его залегания колеблется от 500 м на бортах до 2 км в центре. Производительность скважин не превышает 1 л/с. Воды высокоминерализованные (100—300 г/л). Состав вод — хлоридный кальциево-натриевый. В них обнаружены бром (до 0,5 г/л) и йод (до 400 мг/л).

В западной части Львовского АБ комплекс встречен на глубинах 300—700 м. Его слагают песчано-глинистые и угленосные отложения мощностью до 800 м. Наибольшей водоносностью отличаются песчаники и угли. Преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 3—10 (до 36) г/л.

Верхнекаменноугольный ВК образован в основном карбонатными породами — известняками, доломитами с прослоями гипсов, ангидритов, мергелей, глин. Суммарная мощность отложений ВК меняется от 100 м на западе до 440 м на востоке и юго-востоке АО.

В составе ВК в центральной и северной частях Восточно-Европейской АО выделяют три водоносных горизонта — нижнегжельский, верхнегжельский и оренбургский. В районах выхода комплекса на поверхность породы подвержены карстовым процессам и отличаются значительной обводненностью. Производительность скважин изменяется от 10 до 30 л/с. Воды — пресные, гидрокарбонатного и магниево-кальциевого состава, отмечается присутствие железа до 5 мг/л на заторфованных участках и фтора до 1,5 мг/л. Ю. И. Ворошилов отмечает закономерное увеличение содержания фтора в водах Московского АБ с погружением комплекса в северо-восточном направлении. Наибольшие концентрации фтора (3—4 мг/л) наблюдаются на участках залегания комплекса под пермской толщей на глубинах 100—200 м, где минерализация вод увеличивается до 5 г/л, а их состав становится сульфатным кальциевым.

Интенсивная эксплуатация водоносных горизонтов и их осушение при строительстве привели к образованию многочисленных депрессионных воронок диаметром 10—15 км и более и глубиной до нескольких десятков метров.

В районе Москвы эксплуатируется более 5000 скважин с суммарным отбором воды более $3{,}3 \cdot 10^9$ л/сут. Причем примерно 36 % этого количества берется из верхнекаменноугольного, 38 % — из среднекаменноугольного и 26 % — из нижнекаменноугольного ВК. Средний расход групповых водозаборов составлят 13,7 л/с, а одной скважины 1,04 л/с. Данные о составляющих баланса эксплуатационных запасов каменноугольных ВК представлены в табл. 4.

Интенсивная эксплуатация водоносных горизонтов карбона в районе г. Москвы привела к образованию гидрохимических и температурных аномалий, прослеживающихся на площади до тысячи квадратных километров и на глубину до 300 м. Образование этих аномалий связано как с проникновением с поверхности загрязненных и аномальных по температуре вод, так и с подтягиванием снизу минерализованных вод девонских ВК.

При погружении верхнекаменноугольного ВК под пермскую толщу водоносность пород резко уменьшается, а минерализация вод быстро возрастает. В Волго-Камском, Печорском, Северо-

Таблица 4. **Эксплуатационные запасы вод каменноугольных ВК (по Ф. М. Бочеверу и И. В. Ковалевой)**

Водоносный комплекс	Составляющие эксплуатационных запасов,				Эксплуатационные запасы, м³/сут
	упругие	статические	динамические	поступление из рек	
C_3	26	50	9	15	10 722
C_2	5	65	7	23	12 749
C_1	4	62	26	8	9 270

Двинском и Сурско-Хоперском АБ на глубинах 0,7—1 км вскрываются рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 60—220 г/л. В долинах Волги, Камы и других рек рассолы по зонам тектонических нарушений часто подходят к поверхности и засоляют аллювиальные водоносные горизонты. На многих участках Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов отмечается присутствие сероводорода (до 60 мг/л). Состав газа растворенного в воде, в основном азотный.

В Днепровско-Припятском АБ, как и в Печорском, верхнекаменноугольные отложения объединяют с нижнепермскими в единый ВК. В отличие от других структур, в Днепровско-Припятском АБ верхний карбон представлен песчано-глинистыми образованиями, которые залегают на глубине около 400 м на северо-западе и более 1700 м на юго-востоке. Водоносность пород слабая; минерализация вод 50—300 г/л. Воды содержат бром (300—600 мг/л) и йод (5—10, до 44 мг/л).

В районах развития глинисто-соленосных отложений нижней перми отмечается значительная газонасыщенность подземных вод углеводородными газами (до 1,5 г/л). С ними связаны Шебелинское и Крестищенское газовые месторождения. Газонасыщение быстро падает с удалением от контура газоносности, а метановые газы сменяются азотными.

Во Львовском АБ верхнекаменноугольные отложения отсутствуют. В Печорском АБ каменноугольные и нижнепермские отложения представлены преимущественно карбонатными фациями. Мощность ВК с погружением увеличивается и в центральной части Верхне-Печорской впадины, где он залегает на глубине 3—4 км, достигает 1400 м. Сверху ВК перекрыт водоупорной толщей, состоящей из глин, гипсов и ангидритов кунгурской и уфимской свит, а снизу подстилается верхнетурнейскими и нижневизейскими глинами. На Тимане, где ВК выходит на поверхность, проявляется карст и встречаются источники с дебитами от 1 до 100 л/с. С глубиной обводненность пород несколько уменьшается, дебиты скважин обычно колеблются в пределах 0,1—10 л/с, но на Седуяхинской площади был получен приток в скважину 120 л/с.

Пьезометрическая поверхность падает от бортов к центру АБ и далее на север. До глубины 1 км часто наблюдается самоизлив. Пресные воды встречены по окраинам АБ до глубины 300 м, ниже распространены соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 220 г/л и содержанием брома и йода до 1 и 20 мг/л соответственно. Довольно часто более минерализованные воды из нижележащих толщ по разломам проникают в нижнепермские и каменноугольные отложения, что приводит к образованию в них гидрохимических и температурных аномалий.

В Верхне-Печорской впадине установлены значительные ресурсы растворенных газов (25 трлн. м^3) и крупные месторождения углеводородных газов.

Нижнепермский ВК распространен в восточной части Восточно-Европейской АО — в западной части Московского АО, в Северо-Двинском, Волго-Камском и Прикаспийском АБ. Он представлен двумя ярусами нижней перми — ассельским и сакмарским (иногда к ним присоединяется артинский), сложенными преимущественно известняками, доломитизированными известняками, доломитами, а также терригенными и гипсоносными отложениями Общая мощность ВК изменяется от 80 м на западе и 320 м на востоке до 1,5 км в Предуральском прогибе и 3 км на юге.

Комплекс выходит на поверхность в узкой полосе, протягивающейся вдоль Урала и Тимана, а также на западе Двинско-Сухонской впадины. В остальных районах он погружен на глубину 0,5—1 км, а в Прикаспийской впадине опускается на глубины до 3 км и более.

В районах выхода ВК на поверхность, например на Уфимском плато, широко развиты карстовые явления. Водоносность закарстованных пород нижней перми в пределах глубин до 200 м весьма значительна, дебиты ряда скважин в Закамье достигают 300 л/с, а большинство скважин имеют производительность 6—12 л/с. Интенсивная закарствованность наблюдается в гипсоносных отложениях и доломитах нижней перми, в Северо-Двинском АБ. В долинах рек Северная Двина, Пинега и Кулой обнаружены пещеры, воронки и многодебитные источники. Повышенная трещиноватость и обводненность пород отмечаются в сводовых частях и поднятиях структур.

На участках выхода ВК на поверхность в нем вскрываются пресные воды пестрого состава, часто с преобладанием сульфатов. Южнее и севернее Татарского свода с погружением комплекса под кунгурские соленосные отложения минерализация возрастает до 390 г/л. Широкое развитие получили сероводородные воды, особенно в Татарской АССР и Куйбышевской области, где содержание сероводорода достигает 2 г/л. Наиболее богатые йодом воды вскрыты в Предуралье, где его концентрация составляет 45—70 мг/л. Содержание брома колеблется в интервале 184—750 мг/л.

Газовый состав вод комплекса преимущественно азотный. В районах развития нефтяных и газовых залежей на Жигулевско-Пугачевском своде, в зоне Саратовских дислокаций и в Прикаспийской впадине основным газом становится метан, присутствуют и тяжелые углеводороды.

Уникальное явление обнаружено в Башкирии, где в районе горы Янган-Тау в терригенных породах артинского яруса вскрыты горячие и перегретые воды. Зона этих вод протягивается в виде полосы длиной 1 км и шириной 100—200 м. Максимальная температура в центре аномалии 378 °С. Причиной образования этой аномалии считается возгорание углистого вещества в породах.

Нижнепермская ВУТ представлена переслаиванием пачек каменных, калийных и сульфатных солей, глин и мергелей, которые распространены в ассельском и сакмарском ярусах Днепровско-

Припятского авлакогена, в сакмарском ярусе Двинско-Сухонской впадины, в артинском ярусе северо-западной и западной частей Прикаспийской впадины. Однако наиболее широко соленосные отложения распространены в кунгурском ярусе, в котором общий объем солей оценивается в 10^6 км^3. Они прослеживаются в Предуральском прогибе, на юго-западе Волго-Уральской антеклизы и в Прикаспийской впадине (см. рис. 16). Важно отметить, что наряду с галитом в ряде структур (Предуральский прогиб, Днепровско-Припятский авлакоген и особенно Прикаспийская впадина) встречаются калийные соли.

Суммарная мощность нижнепермских отложений достигает наибольших значений (до нескольких километров) в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине. В других структурах она обычно составляет несколько сотен метров. На долю сульфатных и соленосных отложений приходится до половины и более общей мощности разреза особенно в верхней его части.

Соленосно-гипсоносные толщи кунгурского и других ярусов водоносны только на участках неглубокого залегания, где они закарстованы. На больших глубинах эти отложения выполняют роль регионального водупора и покрышки в нефтяных структурах Приуралья, Жигулевско-Пугачевского свода, Прикаспийской впадины и Днепровско-Припятского авлакогена. Нижнепермский региональный водоупор оказывает исключительно большое воздействие на динамику и химизм вод нижележащих ВК.

Верхняя граница промышленной нефтегазоносности и распространения рассолов проходит по подошве сплошного плаща сульфатно-галогенных толщ, которая обычно совпадает с нижней границей кунгурского яруса.

Ниже региональных водоупоров в известняках и доломитах вскрываются напорные воды. В долинах крупных рек их уровень обычно устанавливается на 6—10 м выше поверхности земли. Производительность скважин, в которых опробовались напорные воды, невелика: 1—2 л/с при понижении уровня до нескольких сотен метров.

На участках выхода ВУТ на поверхность и в районах ее неглубокого залегания получили развитие пресные и солоноватые воды пестрого состава, часто с преобладанием сульфатов и присутствием сероводорода. В сводовых частях крупных структур распространены соленые воды сульфатно-хлоридного натриевого состава. Там, где соленосные толщи выдержаны по мощности и простиранию, в них и под ними встречены высококонцентрированные рассолы. Граница их распространения примерно совпадает с контуром соленосных нижнепермских отложений (см. рис. 16).

В Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах интенсивно проявилась солянокупольная тектоника. Соляные купола и гряды внедряются в вышележащие верхнепермские и мезо-кайнозойские отложения. На этих участках и в зонах тектонических нарушений происходят интенсивная разгрузка и перетекание рас-

солов. Такие явления наблюдаются в котловинах соляных озер Прикаспия. Об огромных масштабах выноса солей свидетельствует хотя бы такой факт — в котловину оз. Баскунчак, в которой происходит разгрузка вод с минерализацией 26—200 г/л, ежегодно поступает примерно 250 тыс. т NaCl. Близкие к указанным цифры получены и по озерам Эльтон, Индер и др.

В пределы наиболее опущенной части Калининградской впадины с запада узкой полосой заходят нижнепермские отложения, представленные соленосными песчаниками и конгломератами общей мощностью до 20 м (в Западной Европе они носят название «красный лежень»). Водоносность пород слабая; воды имеют хлоридный натриевый состав и минерализацию до 200 г/л.

Верхнепермско-триасовый ВК отличается несколько меньшим распространением, чем нижнепермский. Наиболее подробная информация о нем имеется по Северо-Двинскому и Волго-Камскому АБ. В разрезе верхней перми этих бассейнов выделяются три яруса — уфимский, казанский и татарский. Триас представлен в основном нижним отделом.

Уфимский ярус сложен красноцветными песчаниками с прослоями известняков, гипсов и солей. Каменная соль в составе яруса обнаружена в Соликамской впадине, где она составляет несколько пластов мощностью по 5—25 м. Уфимская толща образует относительный водоупор мощностью 100—200 м (в Предуральском прогибе до 1,5 км), хотя в нем выделяются несколько слабо выраженных водоносных горизонтов, максимальная обводненность которых наблюдается на Татарском своде (дебиты скважин 1—5 л/с). Наиболее крупный источник с дебитом до 270 л/с, обнаруженный в Приуралье, оказался приуроченным к зоне нарушения на Березниковском валу. Выше местного базиса эрозии воды пресные, ниже — соленые и рассолы. Часто отмечается наличие сероводорода (до 290 мг/л).

Казанский ярус делится на две части — нижнюю, преимущественно карбонатную, и верхнюю, песчано-глинистую (на западе и юге с карбонатными, гипсоносными и соленосными прослоями). Мощность нижнеказанских отложений 20—40 до 150 м, а верхнеказанских 100—200 м. В Бузулукской впадине между Бугурусланом и Сорочинском обнаружен пласт каменной соли мощностью до 180 м, служащий водо- и нефтеупором. Этот пласт прослеживается далее на юг, в сторону Прикаспийской впадины, где мощность его значительно увеличивается.

Наибольшая водоносность казанских отложений наблюдается на западе Северо-Двинского и Волго-Камского АБ. В районе Казани, например, вскрыто пять водоносных горизонтов, в Мариинском Посаде — три. Они часто используются для водоснабжения. Суммарный отбор на отдельных водозаборах достигает 500 л/с. В долине р. Юмута (бассейн р. Камы) известен источник «Зеленый ключ» с дебитом 1 м³/с. Такая значительная обводненность пород часто связана с их закарстованностью. С погружением ВК водоносность пород заметно уменьшается.

Пресные воды встречены в казанских отложениях там, где они залегают на глубинах до 300 м. Часто эти воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный состав. В зонах развития гипсо-ангидритовых отложений нередко формируются сероводородные воды сульфатного кальциевого состава (Сергиевские источники, курорт Варзи-Ятчи и др.). Увеличение глубины залегания отложений приводит к росту минерализации вод до 368 г/л и изменению их состава на хлоридный натриевый (кальциево-натриевый). В районе Кубено-Сухинских дислокаций на юге Северо-Двинского АБ в интервале глубин 110—250 м вскрыты рассолы исключительно редкого хлоридно-сульфатного состава с минерализацией 30—142 г/л. Образование сульфатных рассолов связывается с влиянием сульфатных формаций континентального засоления.

Отложения татарского яруса представлены глинами и песчаниками с прослоями известняков, общей мощностью 100—450 м. В разрезе вскрыто несколько водоносных горизонтов. На севере и северо-востоке Волго-Камского АБ и на юго-востоке Северо-Двинского АБ, где рассматриваемые отложения выходят на поверхность, производительность скважин составляет 1—3 л/с. В Кояжме и Сольвычегодске она достигает 60 л/с при самоизливе. Воды — пресные, часто используются для водоснабжения. Южнее широты г. Куйбышева минерализация вод постепенно возрастает.

Нижнетриасовые отложения слагают широкую полосу, протягивающуюся от северо-восточной окраины Московской синеклизы через северо-западную часть Волго-Камской антеклизы к Мезенской впадине. Таким образом, шлейф распространения этих отложений проходит по границе Московского, Волго-Камского и Северо-Двинского АБ. Они представлены песчано-глинистыми отложениями мощностью до 120 м. В них выделяется несколько водоносных горизонтов с производительностью скважин 0,1—0,3 л/с. Воды — пресные. На участках разгрузки нижележащих горизонтов в нижнетриасовых отложениях появляются солоноватые воды с минерализацией до 10 г/л.

В Печорском АБ комплекс сложен песчано-глинистыми и угленосными отложениями верхней перми и триаса общей мощностью до 5 км. В верхней части разреза северных районов присутствует многолетняя мерзлота мощностью до 250 м. Водоносность пород небольшая и с глубиной становится совсем слабой, но в зонах тектонических нарушений резко возрастает.

Разработка угольных месторождений в районе г. Воркуты показала, что наибольшие водопритоки связаны с верхними горизонтами, залегающими на глубинах 60—80 м. Глубже притоки в горные выработки заметно сокращаются. Суммарные водопритоки колеблются по отдельным месторождениям от 100—630 (Воркутское) до 600—1300 (Варгашорское) м³/ч. Распространение островной, прерывистой, а на севере — сплошной многолетней мерзлоты обусловливает определенную специфику в формировании ресурсов подмерзлотных вод. Гидростатические напоры создаются на междуречных пространствах и в таликовых окнах толщ мерз-

лых пород. В районах развития сплошной мерзлоты, где ее мощность достигает 400 м и более, инфильтрационное питание вод отсутствует. До глубины 500 м воды пресные, ниже появляются соленые воды и рассолы с минерализацией до 256 г/л. В районах развития сплошной многолетней мерзлоты пресные воды промерзжены и вскрываются только солоноватые воды с минерализацией более 2 г/л.

На восточном крыле Прикаспийского АБ верхнепермские и триасовые отложения объединяются в пестроцветную терригенную толщу, сложенную глинами, алевролитами, песчаниками и имеющую мощность до 1,5 км и более. Водоносность пород пестроцветной толщи разнообразна — производительность скважин изменяется от долей до 40 л/с. В районах неглубокого залегания комплекса вскрываются солоноватые воды сульфатно-хлоридного натриевого состава. С глубиной минерализация возрастает до 350 г/л.

На северном крыле Прикаспийского АБ комплекс содержит невыдержанные водоносные горизонты различной степени обводненности и с разнообразной минерализацией вод — от пресных до слабых рассолов. С погружением комплекса под мезо-кайнозойскую толщу наблюдается увеличение минерализации вод до 300 г/л. В соленосных отложениях Челкарского купола на глубине 850 м вскрыты рассолы с концентрацией солей 430 г/л и содержанием брома 8,5 г/л.

Верхнепермско-триасовый комплекс в Днепровско-Припятском АБ образован песчано-глинистыми отложениями мощностью до 300 м в центре прогиба. В основании и кровле толщи преобладают глины. Глубина залегания ВК составляет 200—300 м на бортах и 300—1800 м в центре грабена. Водоносность пород обычно небольшая: производительность скважин иногда достигает 3 л/с. Воды имеют преимущественно хлоридный натриевый состав с минерализацией 1,5—5 г/л на окраинах и 50—135 г/л в центре. Содержание брома и йода достигает 151 и 17 мг/л соответственно.

Верхнепермско-нижнетриасовый ВК прослеживается на юге Прибалтийского АБ в пределах восточной части Польско-Литовской впадины. Отложения цехштейна (так называется в Западной Европе верхнепермская соленосная толща) представлены каменной солью, гипсами, ангидритами, а также карбонатными и песчано-глинистыми породами общей мощностью до 350 м. Нижний триас представлен пестроцветными глинами с прослоями известняков и песчаников. Их мощность колеблется от 200 до 400 м.

Верхнепермские и нижнетриасовые отложения водоносны на окраинах Польско-Литовской впадины, где они выходят на поверхность и часто оказываются закарстованными. Скважины дают до 15 л/с, иногда на фонтанирующем режиме. Воды пресные и используются для водоснабжения городов Клайпеда, Шяуляй и др. На остальной части впадины в глинисто-соленосной толще верхней перми и нижнего триаса выделяются маломощные водоносные горизонты, содержащие соленые воды и рассолы. Эта толща вы-

полняет здесь роль водоупора, разделяющего палеозойские и мезозойские ВК.

Юрский ВК получил наиболее широкое развитие на юге Восточно-Европейской АО в Сурско-Хоперском, Прикаспийском, Днепровско-Припятском, Львовском и на юге Прибалтийского АБ. Кроме того, он занимает значительные площади в центре Московского АБ, на северо-западе Волго-Камского АБ, на востоке Северо-Двинского АБ, а также в Печорском АБ. Он сложен преимущественно песчано-глинистыми образованиями, часто не выдержанными по площади и разрезу. На юго-востоке Днепровско-Припятского и на юге Прибалтийского АБ в разрезе появляются известняки. Во Львовском АБ верхняя юра представлена карбонатными породами и ангидритами. Суммарная мощность юрской толщи обычно колеблется от нескольких десятков до 200 м. Наибольшие мощности (до 600 м) отмечаются в центральной части Днепровско-Припятского АБ и на юго-востоке Прикаспийского АБ.

В разрезе юры выделяется несколько водоносных горизонтов. Например, в Московском АБ установлено три основных горизонта, в Днепровско-Припятском АБ — четыре, а в Прикаспийском АБ — шесть. Мощность отдельных горизонтов, как правило, не превышает 30 м. Наиболее выдержаны они во Львовском и Прикаспийском АБ, где их мощность возрастает до 100 м и более.

Водоносность юрских отложений невелика: производительность большинства скважин составляет 0,5—1,5 л/с, наибольших значений (до 30 л/с) она достигает в отложениях нижнего байоса и оксфорда Днепровско-Припятского АБ, бата-келловея Московского АБ; оксфорда юга Прибалтийского АБ, где юрский ВК наиболее широко используется для водоснабжения. Воды этого ВК эксплуатируются практически во всех районах, где глубина его залегания не превышает 400 м и минерализация воды изменяется от 0,2 до 0,7 г/л при гидрокарбонатном магниево-кальциевом составе. В северных районах часто наблюдаются повышенные концентрации железа, ограничивающие применение вод для питьевого водоснабжения.

С погружением комплекса минерализация вод увеличивается. Так, на глубинах 500—640 м в Днепровско-Припятском АБ она достигает 6 г/л, а на глубинах 1—1,2 км в Прикаспии количество растворенных солей возрастает до 160 г/л. Особенно резко увеличивается минерализация на участках солянокупольных структур указанных районов, где воды содержат повышенные количества брома и йода.

Меловой ВК занимает значительные площади на юге Восточно-Европейской АО и в Печорском АБ. Кроме того, он встречен в отдельных районах Московской синеклизы. В центральной и северной частях АО развиты главным образом породы нижнего мела, а на юге — верхнего. В Прикаспийской впадине широко распространены как нижне-, так и верхнемеловые отложения.

Нижнемеловые отложения представлены песками, песчаниками, глинами и фосфоритами общей мощностью несколько десятков

метров, а в Прикаспийской впадине до 800 м. Верхнемеловая толща сложена преимущественно карбонатными отложениями — известняками, мергелями, писчим мелом, реже опоками, трепелами, а также песками и песчаниками с желваками фосфоритов. Мощность этих отложений к югу ЛО возрастает и в Днепровско-Донецкой, Львовской и Прикаспийской впадинах достигает 1 км.

В меловом ВК выделяется несколько водоносных горизонтов: валанжинский, готерив-барремский, аптский, альб-сеноманский и сенон-туронский.

Валанжинский горизонт наибольшей обводненностью характеризуется в Сурско-Хоперском АБ, где производительность скважин достигает 7 л/с. Готерив-барремский и аптский горизонты отличаются слабой водоносностью. Альб-сеноманский горизонт является одним из важнейших на Воронежской антеклизе, в Днепровско-Припятском авлакогене, Рязано-Саратовском прогибе, на Токмовском своде и в Прикаспийской впадине. Дебиты скважин на участках развития крупнозернистых песков с прослоями песчаников достигают здесь 20 л/с. Другим важным горизонтом является сенон-туронский, связанный с мергельно-меловой толщей, широко распространенной в Днепровско-Припятском авлакогене и на западе Прикаспийского АБ. Водовмещающие породы этой толщи характеризуются трещиноватостью и закарстованностью. Интенсивная трещиноватость прослеживается в мергельно-меловых отложениях до глубины 150 м, а ниже постепенно затухает. На участках неглубокого залегания горизонта скважины имеют дебиты 40 л/с. Максимальная их обводненность наблюдается в долинах рек. На востоке Прикаспийской впадины турон-сенонский горизонт сложен в основном песками с небольшой водоносностью.

Все перечисленные водоносные горизонты используются для водоснабжения. Отбор воды, например, в северо-восточных районах Днепровско-Припятского АБ составляет около 0,3 л/(с·км^2). Сосредоточенные водозаборы имеют производительность до 1000 л/с. Эксплуатация водоносных горизонтов, как и их осушение в процессе разработки железорудных или других месторождений (Стойленское, Лебединское), приводит к формированию вокруг водозаборов и карьеров крупных депрессионных воронок и нарушению взаимосвязи между водоносными горизонтами. Вместе с тем, интересно, что на некоторых месторождениях в результате длительной их эксплуатации создался устойчивый воднобалансовый цикл: количество воды, откачиваемой дренажными системами, компенсируется фильтрацией из гидроотвалов и хвостохранилищ.

Воды мелового ВК обычно пресные, гидрокарбонатного состава. На участках глубокого погружения горизонта их минерализация возрастает до 5 г/л. Иногда в водах появляется сероводород. Интенсивная эксплуатация горизонтов, сопровождающаяся подсасыванием вод глубоко залегающих горизонтов, приводит к увеличению минерализации вод. Так, в районе г. Харькова она за 20 лет эксплуатации горизонта возросла на 0,1—0,5 г/л. Мак-

симальное количество растворенных солей (до 90 г/л) в меловом ВК установлено в Прикаспийском АБ на глубинах 0,8—1,2 км. Вблизи соляных куполов она возрастает до 300 г/л.

Палеогеновый ВК развит в южной части Восточно-Европейской АО. Отложения палеогеновой системы представлены песчано-глинистыми, в меньшей степени карбонатными породами. Часто в их разрезе встречаются опоки, иногда бурые угли. Мощность комплекса составляет 100—200 м, а в Прикаспийской впадине она увеличивается до 1,3 км.

На востоке Сурско-Хоперского АБ в палеогеновой толще выделяется три основных водоносных горизонта — палеоценовый (камышинско-сызранский), залегающий в песках, песчаниках и опоках; нижнеэоценовый (пролейский), заключенный в опоках и песчаниках; верхнеэоценовый (мечеткинско-царицынский), сформировавшийся в песках и песчаниках. Обводненность пород перечисленных горизонтов примерно одинакова. Дебиты скважин в среднем изменяются от 0,5 до 1,5 л/с, иногда увеличиваясь до 14 л/с. Воды пресные, они широко используются для водоснабжения населения правобережья р. Волги.

В Днепровско-Припятском АБ установлено распространение двух основных водоносных горизонтов — палеоцен-эоценового (каневско-бучакского) и олигоценового (харьковского). Водоносность песчаных отложений, которые слагают эти горизонты, довольно значительная: скважины дают до 17 л/с, иногда фонтанируют. Горизонты имеют важное практическое значение для Приднепровья. Воды обычно пресные, за исключением центральной и западной частей АБ, где минерализация вод возрастает до 3 г/л.

В Прикаспийском АБ пресные воды встречены только на севере структуры. В южном направлении с погружением комплекса минерализация вод увеличивается до 34 г/л.

Неогеновый ВК распространен в самых южных районах Восточно-Европейской АО — в Прикарпатском прогибе и в Прикаспийской впадине, а затем на водораздельных пространствах Днепровско-Припятского и Волго-Камского АБ.

Наибольшую мощность (несколько километров) неогеновая толща имеет в Прикарпатском прогибе. В отложениях тортона и сармата, представленных известняками, песчаниками, глинами и гипсами, прослежен ряд водоносных горизонтов. Самая высокая их обводненность наблюдается на участках развития сильно трещиноватых известняков. Производительность скважин в этих случаях возрастает до 28 л/с. Водоносные горизонты неогена часто эксплуатируются. Солоноватые воды с минерализацией до 7 г/л встречены вдоль границы Русской платформы и Предкарпатского прогиба, где развита гипсово-ангидритовая толща тортона, с которой связано формирование сероводородных вод.

В Прикаспийском АБ неогеновый комплекс прослежен на западе и в центре впадины, где водоносные пески залегают среди глин апшерона, акчагыла и сармата. Водоносность пород весьма слабая. Воды могут быть как пресными, так и солеными. В цент-

ральной части АБ вскрыты только соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 75 г/л.

В Днепровско-Припятском и Сурско-Хоперском АБ неогеновый ВК обычно залегает на водоразделах и в значительной степени сдренирован. На низких террасах водоносность песков невелика. Полтавские пески, рассматриваемые в Приднепровье как древнеплиоценовый аллювий, часто образуют с харьковскими песками единый водоносный горизонт.

Четвертичный ВК распространен повсеместно и сложен различными генетическими типами пород — ледниковыми, аллювиальными и морскими.

В северных районах Восточно-Европейской АО ледниковые отложения развиты в виде нескольких горизонтов морен, представленных валунными глинами и разделенных межледниковыми образованиями — флювиогляциальными песками с глинами и торфяниками. Мощность каждой из морен, как и каждой разделяющей их межледниковой толщи, равна нескольким десяткам метров.

В разрезе ледниковых и межледниковых пород выделяется несколько водоносных горизонтов, залегающих в камовых и озовых песках, лимногляциальных, флювиогляциальных, моренных и морских образованиях. Контуры водоносных горизонтов весьма сложны, часто они имеют форму полос, вытянутых на десятки километров. Мощность и гранулометрический состав водовмещающих пород отличаются быстрой изменчивостью. Наиболее водообильны крупнозернистые пески, особенно на участках развития камов, озов и флювиогляциальных отложений, где дебиты скважин достигают 7 л/с.

Воды ледниковых отложений пресные, часто содержат повышенные концентрации железа, что ограничивает возможности их использования для водоснабжения. На некоторых участках формируются железистые воды лечебного типа (например, Полюстрово).

На юге Восточно-Европейской АО одновременно с ледниковыми отложениями накапливались лёссы, мощность которых в отдельных районах достигает нескольких десятков метров. Водоносность лёссов обычно невелика, имеет невыдержанный характер. Состав вод — пестрый, минерализация от 0,3 до 5 г/л.

Водоносные горизонты аллювиальных отложений развиты в долинах современных рек и приурочены к их аккумулятивным террасам. Мощность горизонтов колеблется от нескольких до 30 м. В долинах крупных рек (Волга, Кама, Днепр и др.) она колеблется от 70 до 250 м. Степень водоносности аллювия зависит от его гранулометрического состава. В гравийно-галечных отложениях и крупнозернистых песках производительность скважин достигает несколько десятков метров в секунду.

Воды аллювия обычно пресные, часто с повышенным содержанием железа. На участках разгрузки соленых вод глубоких горизонтов минерализация аллювиальных вод возрастает, а состав становится пестрым.

Морские отложения тяготеют к окраинам Восточно-Европейской АО, они связаны с неоднократными трансгрессиями на севере и многочисленными трансгрессиями в бассейне Каспийского моря. Так, в Прикаспийской впадине выделяются два горизонта, связанных с морскими отложениями,— бакинский и хвалынско-хазарский. Водоносность пород весьма изменчива — от высокой до слабой. Воды в прирусловой части крупных рек — пресные, а с удалением от них становятся солеными и рассолами. Примерно такая же картина наблюдается в северных районах, за исключением того, что минерализация вод обычно не превышает 30 г/л. На ряде участков побережья Белого моря воды морских отложений содержат значительные концентрации йода

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Восточно-Европейская АО является своеобразным полигоном, где впервые устанавливались, доказывались, обсуждались различные гидрогеологические закономерности, которые затем находили свое подтверждение в других регионах страны и мира. В первой части книги уже говорилось о зональности грунтовых вод Восточно-Европейской АО, которая нашла свое отражение в трудах В. Ф. Зуева, В. С. Ильина, Б. Л. Личкова, А. Н. Семихатова и др. Эти вопросы разрабатываются на протяжении двух с лишним столетий. Основы современных представлений о гидродинамической и гидрохимической зональностях на примере рассматриваемой АО были разработаны С. Н. Никитиным в конце прошлого века. Изучение и выявление гидрогеологических закономерностей приобретают со временем все новые направления, новые оттенки. Поэтому в заключение этой, а также последующих глав, описывающих гидрогеологию регионов, дается сжатая характеристика выявленных закономерностей. Совершенно очевидно, что дальнейшие исследования их будут уточнять и развивать.

Особенности региональной гидродинамики. В верхнем гидрогеологическом этаже наблюдается инфильтрационный режим. Нижняя граница этого этажа определяется положением верхних региональных водоупоров (котлинские глины, соленосные толщи перми и др.). В последнее время важную роль стало играть искусственное дренирование при осушении месторождений, проходке горных выработок и работе водозаборов. Создание водохранилищ на р. Волге и других реках нарушало естественные условия стока поверхностных и подземных вод. Измерение по ^{14}C возраста вод верхнего этажа показывает, что он обычно не превышает 10—15 тыс. лет. В. А. Павлов установил, что срок возобновления ресурсов в северо-западной части Московского АБ составляет 100—200 лет, а возраст вод в среднекаменноугольном ВК равен 7,5—10 тыс. лет, в нижнекаменноугольном — 5—12 тыс. лет.

По данным В. А. Всеволожского [7], который занимался изучением распределения стока в верхнем гидрогеологическом этаже Восточно-Европейской АО, наибольшие значения модуля подзем-

ного стока в верхнем этаже характерны для карстовых районов — 2,8—3,5 л/(с·км²). В районах малых водосборов (площадь менее 1000 км²) его величины возрастают до 8 л/(с·км²) (Силурийское и Кулойское плато, Приуралье). В районах распространения терригенных отложений перми модули стока значительно меньше — 1,1—1,4 л/(с·км²). Примерно такими же (1,6—1,9 л/(с·км²) они оказались на участках поверхностного залегания песчано-глинистых лимногляциальных отложений. Они возрастают до 0,1 л/(с××км²) в районах развития конечноморенных и флювиогляциальных отложений. Если в верхнем гидрогеологическом этаже пути движения подземных вод от области питания до области местной разгрузки не превышают обычно первых десятков километров, то в нижнем, изолированном региональной ВУТ, они возрастают до сотен километров и более. Изменяется при этом и характер движения. Если в верхнем этаже сток направлен от водоразделов к долинам рек, то в нижнем он преимущественно латеральный и вертикальный, причем с глубиной роль последнего возрастает. На периферии АБ и в положительных структурах водоносные комплексы нижнего этажа выходят на поверхность и получают инфильтрационное питание порядка 0,5—1,5 л/(с·км²), но оно практически не сказывается на режиме подземных вод ниже регионального водоупора. Пополнение ресурсов вод в результате литогенных процессов весьма мало — оно оценивается в 10^{-2}—10^{-5} л/(с××км²) [7]. Поэтому скорости движения вод нижнего этажа весьма невелики, а режим — стабилен.

З. А. Кривошеева выделяет четыре интервала изменения влажности глин Московской синеклизы: 1) до глубины 300 м влажность уменьшается до 20 %, (стадия позднего диагенеза); 2) до глубин 1100—1200 м влажность составляет 12—14 %, (стадия раннего катагенеза); 3) до 2500 м — влажность 4—5 % (стадия среднего катагенеза) и 4) до 3000 м — влажность 2—3 % — обезвоживание глин происходит в результате не только их уплотнения, но и перехода монтмориллонита в гидрослюду.

На участках размыва водоупорных толщ, развития соляно-купольной тектоники и в зонах тектонических нарушений образуются так называемые гидрогеологические окна, через которые осуществляется гидродинамическая связь верхних и нижних гидрогеологических этажей. К таким окнам, которые часто тяготеют к долинам крупных рек и озерным впадинам, приурочена разгрузка соленых вод и рассолов из глубоких горизонтов. Подобные условия наблюдаются в долинах рек Волги, Камы, Волхова, Шелони, в котловине оз. Ильмень и других местах. Величина удельной вертикальной разгрузки подземных вод сопоставима с инфильтрационным питанием, а иногда значительно превышает его. По оценке В. А. Всеволожского [7], в Северо-Двинском АБ из пермско-триасового ВК она составляет 3—20 л/(с·км²), в Московском АБ из девон-каменноугольных ВК — 0,8—12 л/(с·км²), в Волго-Камском из верхнепермского ВК — 3—35 л/(с·км²).

Важное регулирующее влияние на интенсивность разгрузки

оказывают современные тектонические движения. Амплитуда неотектонических колебаний на Русской платформе достигает 600 м. Эти колебания способствуют углублению дренирования ВК и образованию новых зон разгрузки подземных вод. На контактах районов с разной направленностью движений (поднятия и опускания) возникают условия для интенсивного перетекания подземных вод разных горизонтов. Особенно заметны эти явления на окраинах Воронежской и Белорусской антеклиз.

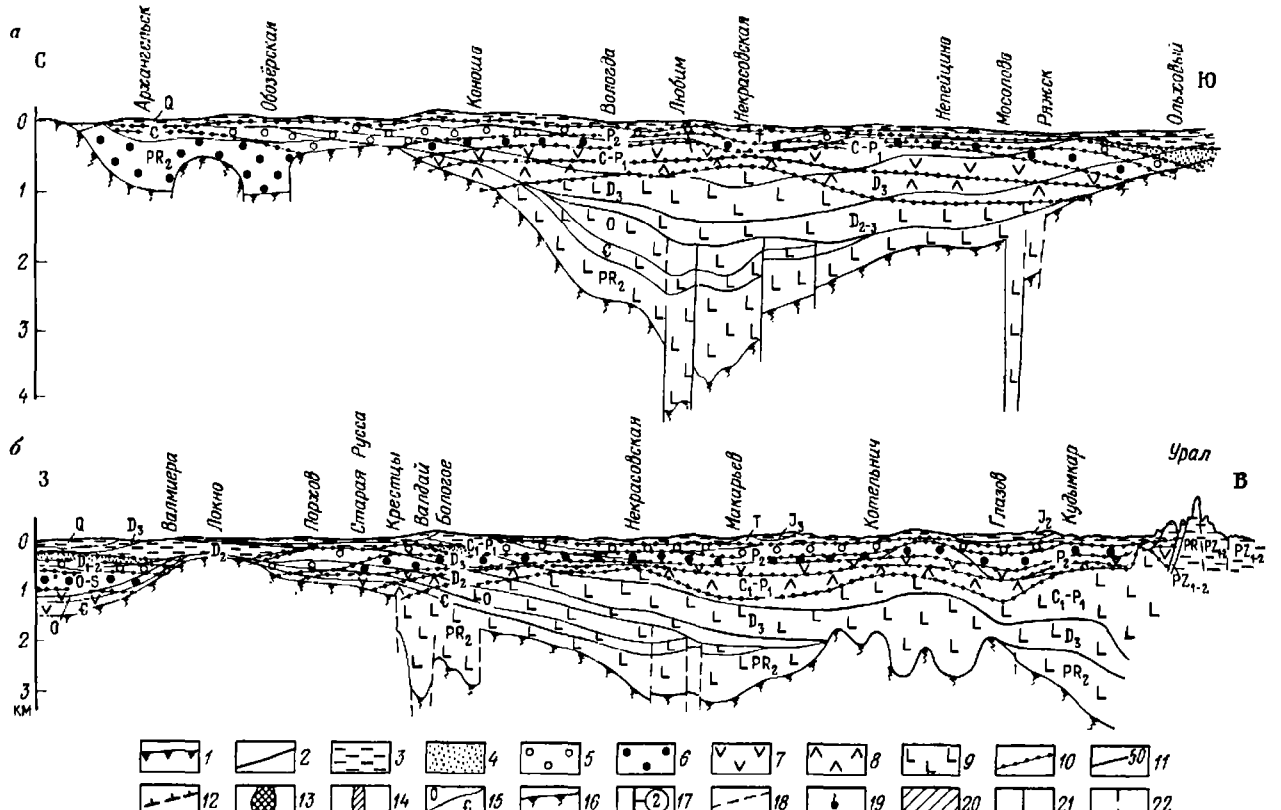
Ресурсы подземных вод с глубиной заметно уменьшаются. Так, в Днепровско-Припятском АБ ресурсы грунтовых вод оцениваются в 1,4 л/(с·км²), а артезианских вод 0,6 л/(с·км²). Они изменяются по площади в зависимости от условий питания подземных вод, которые в значительной степени определяются климатической обстановкой и ландшафтом. Например, средний модуль подземного стока в Московском АБ составляет 2—3, а в Прикаспийском АБ 0,4 л/(с·км²).

В последнее время большое влияние на региональную гидродинамику АБ начали оказывать осушения водоносных горизонтов на участках создания водозаборов, шахтного и промышленного строительства (районы городов Москва, Ленинград и Харьков, Московский угольный бассейн, месторождения горючих сланцев на востоке Эстонии и западе Ленинградской области). Значительное перераспределение гидродинамических напоров происходит в районах интенсивной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений (Волго-Камский, Прикаспийский, Днепровско-Припятский АБ и др.), а также на участках закачки промышленных стоков в глубокие горизонты.

Особенности региональной гидрогеохимии. В гидрохимическом разрезе Восточно-Европейской АО выделяется (рис. 17, *а* и *б*) сверху вниз три зоны — пресных вод (до 1 г/л), соленых (1—35 г/л) вод и рассолов (35—350 г/л). Наибольшая мощность зоны пресных вод (до 500 м) наблюдается на западе Днепровско-Припятского АБ. В других АБ она в среднем составляет 200—300 м. Наименьшее ее значение (до 50 м) отмечено в Прикаспийском АБ, где пресные воды вообще могут отсутствовать.

С глубиной пресные воды сменяются солеными. Наибольшей мощности зона соленых вод (500, реже 700) м достигает в центральных частях АБ. С этой зоной связано формирование сероводородных вод сульфатного состава (Хилово, Кемери и др.).

В глубоких зонах АБ вскрываются рассолы. Их образование генетически связано с галогенными фациями и определяется процессами седиментации или выщелачиванием соленосных толщ. Мощность зоны рассолов в пределах осадочного чехла возрастает с увеличением глубины залегания фундамента и достигает максимальных значений в Днепровско-Припятском и Прикаспийском АБ: по прогнозным оценкам соответственно 6 и 15 км. Запасы рассолов, распространенных в чехле АО, исключительно велики. Так, по расчету Б. Н. Архангельского, только в Московском и Северо-Двинском АБ естественные запасы рассолов составляют 6,3×


а
С
Ю
Архангельск
Обозёрская
Канаш
Волгоград
Любим
Некрасовская
Непейцино
Мосолово
Ряжск
Ольховый
Q
PR2
C-P1
P2
D3
D2-3
C
0
1
2
3
4
б
З
В
Урал
Валмиера
Локно
Порхов
Старая Руса
Крестцы
Валдай
Бологое
Некрасовская
Макарьев
Котельнич
Глазов
Кудымкар
T
J3
J2
D1-2
O-S
D2
PR1
PZ1-2
км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

$\times 10^{13}$ т, а количество содержащихся в них растворенных солей равно $8{,}2 \cdot 10^{12}$ т. Рассолы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. Лишь в отдельных районах Волго-Камского и Днепровско-Припятского АБ в них преобладают хлориды кальция.

Содержание брома в подземных водах растет с увеличением минерализации и глубины залегания вод, а также по мере приближения к областям развития соленосных фаций. Максимальных значений (до 3 г/л) оно достигает в рассолах, залегающих в кунгурской толще Прикаспийского АБ и соленосных девонских отложениях Приуралья, Припятского прогиба и Львовского АБ.

Распределение йода в подземных водах носит более сложный характер и во многом зависит от процессов разрушения органики морского происхождения и выщелачивания галогенных пород. Максимальные концентрации йода (до 90 мг/л) установлены в рассолах, распространенных в пермских отложениях Приуралья и мезо-кайнозойских толщах Предкарпатья.

Условия распределения газов в водах осадочной толщи изучались Ю. В. Мухиным на примере Московского и Северо-Двинского АБ. Он установил, что газонасыщенность подземных вод даже в глубоко залегающих горизонтах (до 4 км) весьма невелика и обычно не превышает 20 $см^3/л$, а в отдельных точках повышается до 500 $см^3/л$, но повсюду общая упругость растворенных газов во много раз меньше пластового давления. Это объясняет отсутствие газовых скоплений в рассматриваемых бассейнах.

Состав растворенных газов преимущественно азотный. В отдельных интервалах рифейских и нижнепалеозойских отложений появляется метан в количестве до 26 %.

Иная обстановка складывается в нефтегазоносных АБ — Волго-Камском, Прикаспийском, Печорском и Днепровско-Донецком. Газонасыщенность в этих структурах быстро возрастает с глубиной и достигает максимума на участках нефтегазоносности 1—4 л/л и более. С удалением от нефтегазоносных залежей газонасыщенность уменьшается до фоновой (0,3—0,5 л/л и менее).

Ниже регионального водоупора, роль которого обычно играют соли и глины перми и девона, азотный состав сменяется метановым со значительным содержанием тяжелых углеводородов, сероводорода и углекислоты. В отношении содержания кислых газов уникально Оренбургское газовое месторождение. Среди растворен-

---

Рис. 17. Меридиональный (*а*) и широтный (*б*) профили через Восточно-Европейскую артезианскую область.

1 — граница артезианской области; *2* — границы гидрогеологических районов первого порядка; *3—9* — гидрохимические зоны с различной минерализацией (г/л) (*3* — до 1, *4* — 1—3, *5* — 3—10, *6* — 10—35, *7* — 35—70, *8* — 70—150, *9* — 150—375 и более); *10* — границы гидрохимических зон; *11* — гидроизотермы (°С); *12* — нижняя граница многолетнемерзлых пород; *13* — силлы и дайки долеритов; *14* — кимберлитовые трубки; *15* — границы литолого-стратиграфических комплексов; *16* — породы фундамента АО; *17* — минерализация вод (г/л); *18* — обводненные зоны разломов; *19* — источник; *20* — глинистый водоупор; *21* — скважина; *22* — разлом

ных газов подземных вод нижнепермского ВК здесь преобладают сероводород и углекислота (50—60 %), а доля углеводородных газов обычно меньше (30—40 %).

Особенности региональной гидрогеотермии. В распределении температур подземных вод наблюдаются широтная и вертикальная зональности. Многолетняя мерзлота в недавнем прошлом распространялась почти на всю территорию Восточно-Европейской АО и отличалась значительной мощностью. К настоящему времени мерзлота деградировала и сохранилась только в Печорском АБ, где наблюдаются наиболее низкие температуры вод и мощность многолетней мерзлоты достигает 400 м. С севера на юг температура грунтовых вод возрастает с 0 до 10 °С.

Рост температуры подземных вод с глубиной на рассматриваемой территории происходит сравнительно медленно. Геотермическая ступень в большинстве районов составляет 30—40 м/°С. На глубинах 2,5—3 км температура вод во многих АБ не превышает 50 °С, лишь на отдельных участках достигая 70 °С. Все это свидетельствует об охлаждении АО в недавнем прошлом. Максимальная температура вод (150 °С) установлена в Прикаспийском АБ в районе Астрахани. Выходы источников термальных вод на территории АО отсутствуют. Исключение представляет Печорский АБ, где обнаружены источники с температурой вод 28 °С (Пымва-Шор).

Глава 11
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ АРТЕЗИАНСКОЙ ОБЛАСТИ

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОДОУПОРЫ

В соответствии со структурно-гидрогеологическими особенностями в пределах Восточно-Сибирской АО выделяются следующие артезианские бассейны: Ангаро-Ленский, Тунгусский, Якутский, Оленёкский, Котуйский и Хатангский (рис. 18).

На гидрогеологические условия Восточно-Сибирской АО влияют следующие факторы: 1) резко континентальный климат с небольшим количеством атмосферных осадков (до 350 мм в год) и отрицательной средней годовой температурой воздуха; 2) широкое развитие многолетнемерзлых пород мощностью до 1000 м; 3) пологохолмистый рельеф с глубоким эрозионным врезом долин рек (до 500 м); 4) наличие крупных полноводных рек (Лена, Енисей, Ангара, Тунгуска и др.) и значительные величины модуля поверхностного стока (до 10 л/(с·км²)); 5) значительные мощности карбонатных и соленосных пород, проявление карста в Ангаро-Ленском АБ и солянокупольной тектоники в отдельных районах юга Якутского АБ; 6) траповый магматизм в венде, девоне и особенно в поздней перми и триасе; 7) широкое проявление разрыв-

ной тектоники и связанных с разломами выходов на поверхность соленых вод и рассолов; 8) активный неотектонический режим — поднятия до 500 м на окраинах АО и в Тунгусском АБ и опускания до 1000 м на востоке Якутского АБ (низовья р. Алдана).

Водоносность пород фундамента Восточно-Сибирской АО невелика: модули родникового стока на участках выхода фундамента на поверхность составляют 0,2—0,3 л/(с·км^2), дебиты скважин обычно не превышают 1,0 л/с. В зонах тектонических нарушений притоки возрастают. По окраинам АО воды фундамента пресные, но с погружением их минерализация быстро возрастает до граммов на литр.

Чехол Восточно-Сибирской АО имеет сложное строение, связанное с его тектонической неоднородностью, проявлениями траппового магматизма и развитием многолетней мерзлоты. Поэтому выделяемые ВК, хотя и имеют определенные литолого-стратиграфические границы, не всегда четко разделяются региональными водоупорами. В свою очередь ВУТ не имеют повсеместного распространения, как, например, соленосные толщи кембрия и девона (рис. 19), траповые пластовые тела, глины триаса и юры, многолетнемерзлые породы. Поэтому в тех случаях, когда ВК и ВУТ попадают в одну и ту же стратифицированную толщу, они рассматриваются совместно.

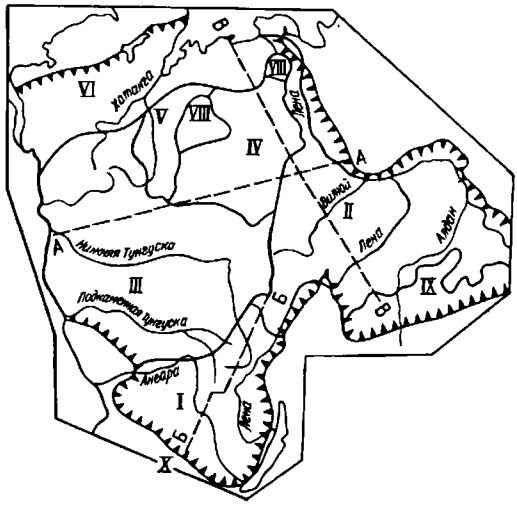
Рифейский ВК образован неметаморфизованными песчано-глинистыми и карбонатными отложениями мощностью до 5 км. Водоносность карбонатных пород и зон тектонических нарушений несколько больше, чем на других участках: притоки в скважины здесь достигают 10 л/с, в шахты 20 м^3/ч. На восточной окраине Енисейского кряжа проявляется карст. На окраине Витимо-Патомского нагорья рифейские толщи промерзлы, и подземные воды вскрываются только в подрусловых таликах. На окраинах АО воды пресные, но с глубиной их минерализация быстро возрастает. В Ангаро-Ленском АБ вскрыты рассолы с минерализацией более 375 г/л *.

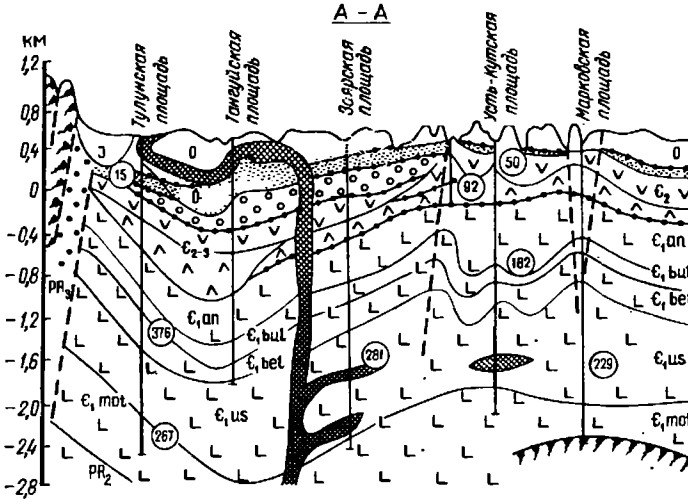
Вендский ВК довольно широко распространен на территории АО и выходит на поверхность на западе, на склонах Алданского щита, Анабарского массива и Оленёкского поднятия. В основании ВК сложен песчаниками, аргиллитами и алевролитами, а выше — известняками и доломитами, иногда с гипсами и ангидритами. Лучше всего комплекс изучен в Ангаро-Ленском АБ, где он образован ушаковской и мотской ** свитами мощностью до 2 км. На участках выхода на поверхность развит карст и встречены источники пресных вод с дебитами до 100 л/с. В терригенных породах дебиты скважин достигают 1,5 л/с. Максимальные напоры фикси-

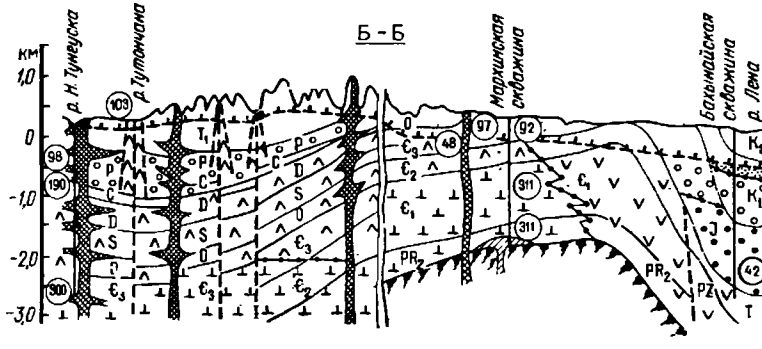
---

* Минерализация для рассолов чаще указывается в граммах на килограмм. Соотношение с граммами на литр примерно следующее: 100 г/кг=107 г/л, 200 г/кг=230 г/л 300 г/кг=375 г/л.

** Верхняя часть мотской свиты относится к нижнему кембрию, поэтому рассматриваемый ВК включает частично и нижний кембрий.


Хатанга
Анабар
Оленек
Лена
Алдан
Нижняя Тунгуска
Подкаменная Тунгуска
Ангара
I
II
III
IV
V
VI
VIII
IX
X
А
Б
В


А - А
км
1,2
0,8
0,4
0
-0,4
-0,8
-1,2
-1,6
-2,0
-2,4
-2,8
Тулунская площадь
Тонгуйская площадь
Зэгурская площадь
Усть-Кутская площадь
Марковская площадь
J
O
PR3
PR2
ε2-3
ε1an
ε1but
ε1bet
ε1mot
ε1us
15
376
267
281
92
50
182
229


Б - Б
км
1,0
0
-1,0
-2,0
-3,0
р. Н. Тунгуска
р. Тутончана
Марковская скважина
Бахтайская скважина
р. Лена
O
T1
P
C
D
S
ε3
ε2
ε1
PR2
PZ
K2
K1
J
T
103
98
190
300
97
92
48
311
42

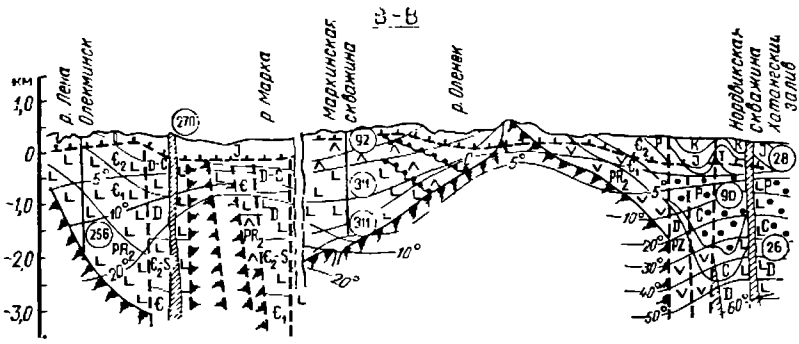


Рис. 18. Схема структурно-гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области [3].

Артезианские бассейны: I — Ангаро-Ленский, II — Якутский, III — Туигусский, IV — Оленекский, V — Котуйский, VI — Хатангский, VII — Солоолийский. Гидрогеологические складчатые области и массивы: *VIII* — Анабарская, *IX* — Алданская, X Шарыжалгайский. Условные обозначения см. на рис. 17

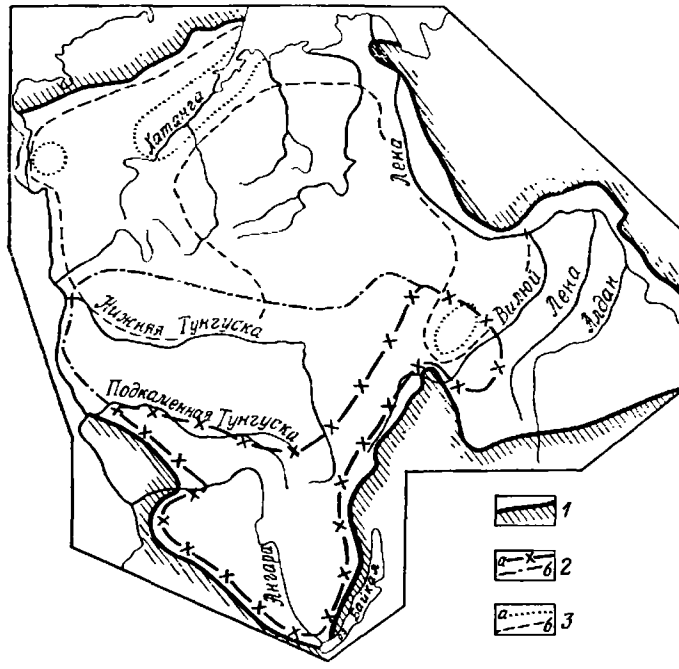


Рис. 19. Схема распространения соленосных отложений в Восточно-Сибирской АО (по М. А. Жаркову).

1 — граница Восточно-Сибирской АО; *2* — границы распространения соленосных отложений кембрия (*а* — установленная, *б* — предполагаемая); *3* — то же, девона (*а* — установленная, *б* — предполагаемая)

руются на окраинах АБ, минимальные — в центральной его части. Примерно такая же картина наблюдается в Якутском АБ. В Тунгусском АБ отмечено три области повышенного давления, приуроченные к антиклинальным структурам. Застойный режим подземных вод, характерный для ВК, несколько оживляется на участках их вертикальной разгрузки (Усть-Кутско-Марковская зона).

Комплекс содержит в основном соленые воды и рассолы. Так, в Ангаро-Ленском АБ соленые воды вскрыты на глубинах 300—400 м, а с глубины 2 км распространены рассолы хлоридного кальциевого и натриевого состава с минерализацией до 375 г/л. На юго-западе Якутского АБ в толбинской свите на глубине 1,3—1,8 км обнаружены рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 300—321 г/л. На Дельгейской площади рассолы хлоридного натриевого состава содержат калий в количестве до 37 г/л. В северном направлении концентрация солей в водах уменьшается до 11 г/л. В Тунгусском, Котуйском и Оленёкском АБ широко распространены рассолы с минерализацией 150—375 г/л. Во всех перечисленных выше районах содержание брома достигает 5 г/л, а содержание йода не превышает 20 мг/л.

На окраинах АО преобладает азот среди растворенных газов. Несколько большие площади зона азотных вод занимает в Якутском АБ, где она захватывает почти все правобережье бассейна р. Лены. С погружением ВК и в антиклинальных структурах внутри АО встречается смешанный азотно-метановый состав газов. В наиболее погруженной части ВК, особенно там, где он перекрыт соленосной толщей нижнего кембрия, ведущим в газовой фазе становится метан. В этом же направлении растет газонасыщенность, достигая максимума (1,4 л/л) вблизи нефтяных и газовых залежей, которые вскрыты под соленосной толщей в Непско-Ботуобинской антеклизе, Братском выступе и других структурах восточных районов Ангаро-Ленского и Тунгусского АБ. Температура вод в пределах изученных глубин (до 4 км) обычно не превышает 60 °С.

Нижнекембрийские ВУТ и ВК на юге и западе АО сложены галогенно-сульфатно-карбонатными отложениями мощностью до 3 км. На севере и востоке в их строении принимают участие карбонатные и терригенно-карбонатные породы, иногда с прослоями гипсов и ангидритов, суммарной мощностью до 2 км.

Наиболее важную гидрогеологическую роль в нижнекембрийских отложениях играют соленосные толщи — они являются региональными водоупорами, прослеживаются на различных стратиграфических уровнях, резко изменяют гидродинамический режим, определяют почти повсеместное распространение рассолов в них и под ними. Соленосные отложения повсюду вскрываются на юге АО. Предполагается их продолжение во внутренних районах Тунгусского АБ и на западе Якутского АБ.

Наиболее полно соленосные отложения изучены в Ангаро-Ленском АБ, где нижний кембрий сложен усольской, бельской, булайской и ангарской свитами.

С усольской свитой связано образование усольского солеродного бассейна, площадь распространения которого примерно 0,5 млн. км². В нижней части разреза свиты преобладают доломиты, постепенно сменяющиеся ангидритами, а затем каменной солью, составляющей до 57 % мощности толщи. Наибольшие суммарные мощности пластов каменной соли (более 1 км) отмечаются в Канско-Тасеевском и Прибайкальском районах. Верхние ее горизонты вскрываются обычно на глубинах более 1200 м.

В усольских отложениях, которые выполняют роль регионального водоупора, выделяют два водоносных горизонта — осинский (нижний) и балыхтинский, сложенные доломитами, мощностью до 90 м каждый. Дебиты скважин достигают 1,7 л/с при понижении уровня на несколько сотен метров. При опробовании наиболее водоносным оказался осинский горизонт. Иногда в нем наблюдается нефтегазоносность, а некоторые скважины дают самоизлив. Рассолы имеют хлоридный кальциевый и натриево-кальциевый состав, минерализацию до 375 г/л (в межсолевых рассолах до 447 г/л) при высоких содержаниях брома (до 8.6 г/л) и сероводорода (до 1,5 г/л).

В бельской свите соль переслаивается с доломитами, известняками, гипсами и ангидритами. Общая мощность отложений достигает 600 м. В этой свите вскрыто два водоносных горизонта, обладающих высокой обводненностью — дебит скважин достигает 200 л/с.

Булайская свита выполняет роль регионального водоупора. Она сложена плотными доломитами мощностью до 150 м.

В ангарской свите выделяется семь водоносных горизонтов мощностью 5—30 м. Водовмещающими породами служат доломиты, известняки и мергели. Разделяющие водоупоры представлены плотными разностями карбонатных пород и пластами соли. Дебиты скважин изменяются от 3 до 25 л/с. В приповерхностных зонах наблюдается карст, распространены пресные воды. С глубиной появляются рассолы хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава с минерализацией до 407 г/л.

На юге Якутского АБ в верхних горизонтах встречены карстовые источники пресных вод с дебитами 50—500 л/с. На глубинах более 1 км распространены рассолы с минерализацией 53,5—75 г/л. В Оленёкском АБ одна из скважин на глубине 1040—1060 м вскрыла рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 333 г/л.

В Тунгусском АБ среди соленосных отложений нижнего кембрия вскрывается пять — восемь водоносных горизонтов трещинных и карстовых вод. Притоки в скважины обычно превышали 1 л/с. На западе и севере бассейна, где соленосные отложения замещаются карбонатными, дебиты скважин при изливе достигают 20—100 л/с. В этих районах отмечаются мощная (до 1,5 км) зона опреснения и распространение слабосоленых вод с минерализацией до 15 г/л. Среди соленосных отложений встречены рассолы с минерализацией до 360 л/с и высоким содержанием калия и брома (до

17 и 4 г/л соответственно). Состав рассолов однотипный — хлоридный натриево-кальциевый.

Состав растворенных газов весьма разнообразен. Так, в Тунгусском АБ наряду с азотом и метаном значительное место занимают кислые газы — углекислота, сероводород, а также водород. Региональная насыщенность кислыми газами связана с процессами сульфатредукции. По оценке В. И. Вожова, только в пределах части Суховотунгусской структуры (площадь около 100 км^2) образовалось 616 млн. т сероводорода и 800 млн. т углекислого газа. Газонасыщенность многих горизонтов близка к предельной и достигает 4,8 г/л. Широкое развитие кислых газов отмечено также в Ангаро-Ленском АБ. Во многих скважинах рассолы содержат сероводород в количестве 1—2 г/л.

Температура вод в неглубоко залегающих горизонтах обычно не превышает 3 °С. Рассолы даже на больших глубинах (более 1 км) сохраняют отрицательную температуру (Мархинская скважина, Оленёкский АБ). Это позволяет предполагать распространение криопэгов не только на севере АО, но и в ее центральных районах.

Средне-верхнекембрийский ВК на юге и западе АО сложен терригенными и карбонатно-терригенными, часто гипсоносными породами мощностью до 1,5 км. На юго- и северо-востоке получили развитие в основном карбонатные отложения мощностью до 1,5 км.

В Ангаро-Ленском АБ красноцветные песчаные отложения содержат четыре-пять водоносных горизонтов мощностью 10—30 м. Источники часто обладают высокими дебитами (до 100 л/с), а производительность скважин составляет 1—4 л/с. Севернее линии Балаганск — Жигалово комплекс становится практически водоупорным. В районах выхода на поверхность распространены пресные и солоноватые воды пестрого состава с повышенным содержанием хлоридов. На западе АБ, где они находятся на глубине 1,6—2,5 км, обнаружены рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 128 г/л.

На юго-западе Тунгусского АБ, где ВК выходит на поверхность, отмечаются многочисленные источники с водами различного состава и минерализацией от 0,6 до 123 г/л. В центральной части АБ получили распространение рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 321 г/л.

В юго-западной части Якутского АБ отмечены многочисленные источники с дебитом до 200 л/с. Воды слабо минерализованные (0,2—2,5 г/л), преимущественно сульфатного состава. На глубинах 30—150 м в водах преобладают хлориды натрия. Глубже 0,5 км концентрация солей в рассолах достигает 268 г/л.

На юго-востоке Якутского АБ в верхней части разреза преобладают пресные солоноватые воды гидрокарбонатного натриевого состава. На глубинах 0,3—0,5 км распространены соленые воды, а глубже — рассолы.

В южной части Оленёкского АБ на глубинах 175—365 м вскрыты межмерзлотные и подмерзлотные рассолы с минерализа-

цией от 30 до 214 г/л и температурой от —1 до —5 °С. В южных и западных районах АБ, по предположению Е. А. Баскова [3], преобладают рассолы с минерализацией 150—268 г/л, а на севере и востоке АБ минерализация подмерзлотных рассолов не превышает 150 г/л.

Ордовикский ВК распространен преимущественно в западной части АО. В его строении участвуют карбонатные и терригенные, часто загипсованные породы мощностью до 1 км. В Ангаро-Ленском АБ вскрыто пять — семь водоносных горизонтов мощностью 40—80 м. Они отделены друг от друга аргиллитами, пластовыми интрузиями траппов и глинистыми разностями песчаников. Известняки часто закарстованы. На поверхности отмечаются многочисленные источники с дебитами до 200 л/с. Производительность скважин колеблется в большом диапазоне — от долей до 15 л/с. Воды обычно пресные, иногда солоноватые, с минерализацией до 6 г/л.

Много источников и на юге Якутского АБ, на юге и западе Тунгусского АБ и в долине р. Лены. Их воды имеют сульфатный кальциевый, реже хлоридный натриевый состав, отмечается присутствие сероводорода.

В интервале глубин 0,5—2 км и ниже установлено распространение рассолов с минерализацией 150—289 г/л. В частности, в центре Тунгусской синеклизы на глубине 2311—2330 м вскрыты воды хлоридного натриево-кальциевого состава с концентрацией 275 г/л.

Силурийский ВК распространен преимущественно в северо-западной части АО, кроме того, он занимает отдельные площади Ангаро-Ленского и Якутского АБ. В Ангаро-Ленском АБ он расположен на междуречьях и в значительной степени сдренирован. Дебиты отдельных источников достигают 150 л/с, воды пресные.

В Тунгусском АБ преобладают известняки и доломиты с прослоями гипсов и ангидритов мощностью 200—600 м, часто проявляются источники с дебитами 10—20 л/с. В скважинах иногда наблюдается самоизлив с расходом до 2,4 л/с. В верхней части разреза встречаются пресные и солоноватые воды, а на глубинах более 1 км, вероятно, распространены рассолы с минерализацией до 268 г/л.

В южных районах Оленёкского и Котуйского АБ комплекс представлен загипсованными терригенно-карбонатными отложениями. Верхняя часть его проморожена, а нижняя, видимо, содержит высококонцентрированные рассолы.

Девонские ВУТ и ВК распространены значительно меньше, чем силурийский ВК. Они сложены терригенно-карбонатными, иногда соленосными и вулканогенными отложениями общей мощностью от 200 до 2000 м (в бассейнах рек Котуйки и Бахты).

Соленосные отложения девона вскрыты в разных частях АО — на севере (Норильский район и бассейн р. Хатанги) и юге (Кемпендяйский прогиб). Мощность пластов каменной соли изменяется от 500 до 700 м. Между этими районами во многих точках встречены пласты гипсов и ангидритов общей мощностью до 300 м и

более. Это позволяет предполагать широкое распространение эвапоритовых отложений, образующих региональный водоупор, в Тунгусском, Хатангском и Якутском АБ.

На плато Путорана из девонских отложений вытекают источники пресных вод с дебитом до 500 л/с. В Норильском районе широко распространены солоноватые воды сульфатного кальциевого состава. Соленосные породы содержат рассолы с минерализацией до 295 г/л. Еще более высокая концентрация рассолов (до 337 г/л) отмечена в Нордвикском соляпокупольном районе Хатангского АБ.

На юго-западе Якутского АБ проявляется соляпокупольная тектоника (Кемпендяйская, Багинская и другие структуры), сопровождающаяся многочисленными разломами, с которыми связаны выходы на поверхность соленых вод и рассолов с минерализацией до 284 г/л.

В Ангаро-Ленском АБ преобладают терригенные отложения с небольшой обводненностью и пресными водами. На глубинах более 300 м встречены воды с минерализацией 32—37 г/л.

Каменноугольный ВК распространен в основном на западе Восточно-Сибирской ЛО. В его сложении принимают участие песчано-глинистые, часто угленосные породы, а в нижней части разреза — карбонатные и сульфатоносные отложения мощностью 200—350 м.

У подножья плато Путоран и Норильского нагорья вытекают источники с дебитами в десятки и сотни метров в секунду. До глубины 500 м ВК содержит пресные воды. В Кемпендяйской соляпокупольной структуре воды источников имеют сульфатный состав и минерализацию до 0,7 г/л. На Нордвикской структуре отмечается хорошая обводненность пород (притоки до 7 л/с) и вскрываются рассолы хлоридного натриевого состава с содержанием солей до 284 г/л. Рассолы такого же состава, видимо, широко распространены на глубинах более 1 км.

Пермский ВК занимает значительные площади в Тунгусском, Хатангском и на востоке Якутского АБ. Комплекс образован песчано-глинистыми и угленосными отложениями мощностью от 200 до 2000 м.

В Тунгусском АБ комплекс перекрыт вулканогенными отложениями триаса и залегает на глубинах от 100 м на юге, до 2 км на севере. Он содержит четыре-пять водоносных горизонтов. Дебит скважин при изливе колеблется от 0,4 до 115 л/с. До глубины 500 м вскрываются пресные воды, а глубже — соленые и рассолы с минерализацией до 257 г/л. В долинах Нижней и Подкаменной Тунгусок по разломам выходят источники соленых вод и рассолов.

В Хатангском АБ комплекс содержит соленые воды и рассолы с минерализацией до 257 г/л в нижнепермских и до 134 г/л в верхнепермских отложениях. Уровень подземных вод устанавливается на отметках минус 50—200 м. Дебиты скважин обычно не превышают 0,2 л/с при понижениях в сотни метров. Вскрытые рассолы

отличаются высокой газонасыщенностью (до 0,7 л/с) и азотно-метановым и метановым составом газа.

В Якутском АБ комплекс залегает на глубинах более 1 км. В нем вскрываются соленые воды и слабые рассолы, часто сильно газонасыщенные. Пластовые давления распределены неравномерно — в одних случаях отмечаются аномально высокие (центр Вилюйской синеклизы), а в других аномально низкие (Предверхоянский прогиб) значения.

Триасовые ВУТ и ВК имеют примерно те же контуры распространения, что и пермский.

В Тунгусском АБ эффузивные и вулканогенно-осадочные отложения триаса (туфы, туфопесчаники, песчаники, алевролиты внизу и базальтовые покровы вверху) образуют мощный водоупор. В центральной части АБ его мощность достигает 3 км. Вулканогенно-осадочная толща сильно дислоцирована. В нижней части ее разреза породы обводнены. В долинах рек встречены многочисленные источники пресных вод с дебитами 1—10 до 500 л/с. В зонах глубоких разломов выходят источники соленых вод и рассолов с минерализацией до 107 г/л и температурой 1—3 °С. Скважинами в таких разломах обнаружены рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 257 г/л, которые проникли в триасовую толщу из палеозойских ВК. В газовом составе вод преобладают метан и азот. Часто обнаруживается сероводород, тяжелые углеводороды и метан. Газонасыщение достигает 1 л/л.

Для Хатангского АБ характерен примерно такой же разрез, но меньшей мощности (до 1,3 км) и с присутствием в нижней части морских терригенных отложений. В триасовой толще выделяются два горизонта песчаников с хорошими фильтрационными свойствами. В Нордвикской структуре на глубинах 70 м вскрыты рассолы с минерализацией до 300 г/л. Дебиты скважин составляют 0,1 л/с при понижении уровня до 300 м. В других районах, видимо, распространены воды с минерализацией 32—64 г/л. Уровни подземных вод часто располагаются ниже уровня моря.

В Якутском АБ триасовые отложения представлены песчано-глинистыми породами мощностью до 1,6 км. В них отмечается ряд водо-, нефте- и газоносных горизонтов. Притоки воды в скважины достигают 5,5 л/с. До глубины 100 м вскрываются пресные воды, а глубже соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава. Минерализация вод возрастает с юго-запада на северо-восток с 21 до 107 г/л. Наиболее высокие температуры вод (95—105 °С) зафиксированы в Линденской впадине (междуречье Лены и Вилюя) на глубине 3,6—4 км.

Юрский ВК занимает значительные площади в Якутии и Хатангском АБ, а также на юге Ангаро-Ленского АБ. В южных районах Восточной Сибири развиты песчано-глинистые и угленосные отложения континентального генезиса, а на севере — карбонатно-терригенные образования (глины, алевролиты с редкими прослоями мергелей и известняков) морского и прибрежно-морского происхождения. Общая мощность ВК изменяется от 100 м на окраи-

нах юрских впадин до 3 км во внутренних, наиболее погруженных частях Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба.

Нижнеюрские отложения в центральной части Якутского АБ содержат несколько водо- и газоносных горизонтов, которые перекрыты глинистым водоупором мощностью 60—90 м. Он определяет резкий перепад пластовых давлений и минерализации вод. Уровни подземных вод нижнеюрских отложений устанавливаются на отметках 40—50 м (намного выше, чем в средне- и верхнеюрских горизонтах). Минерализация вод обычно составляет 21—42 г/л (примерно на порядок больше, чем в вышележащих горизонтах). Состав вод — хлоридный натриевый. На структурах с интенсивным проявлением разрывной тектоники минерализация вод возрастает до 123 г/л. В газовой фазе преобладает метан, а газонасыщенность достигает 2 л/л.

На востоке АБ в районе г. Якутска на глубинах 150—350 м обнаружены воды с минерализацией 0,6—1,7 г/л и гидрокарбонатно-сульфатным натриевым составом. Важно отметить, что уровень подмерзлотных вод в этом районе устанавливается примерно на 80 м ниже местного базиса эрозии. Всего в 50 км юго-восточнее г. Якутска пьезометрические отметки в тех же горизонтах совпадают с положением местных базисов эрозии (135—148 м выше уровня моря). Подземные воды в отложениях средней и верхней юры вскрыты в Лено-Вилюйской, Нижне-Ленской и Анабаро-Оленёкской впадинах на глубинах 2—3 км. Часто их уровни устанавливаются на отметках минус 445—454 м. Дебиты скважин 0,3—0,8 л/с при понижениях уровня 200—1000 м. На Китчанском поднятии (среднее течение р. Лены) одна из скважин дала 12 л/с. Воды обычно имеют минерализацию 1—3,2 г/л и гидрокарбонатный натриевый состав. В Предверхоянском прогибе вскрыты соленые воды с минерализацией до 32,1 г/л, хлоридным натриевым составом, преобладанием метана в газовой фазе (при газонасыщенности до 1,5 л/л) и присутствием сероводорода. Температура вод в Линденской впадине на глубине 3—3,5 км составляет 73—93 °С.

В Хатангском АБ на глубинах 500—2700 м обнаружены соленые воды хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 5—23 г/л, с содержанием брома до 70 мг/л. Удельные дебиты скважин не превышают 0,01 л/с. На участках Нордвикских солянокупольных структур в зонах разломов установлены рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 268 г/л. Пьезометрические уровни часто располагаются ниже уровня моря, но встречаются случаи самоизлива с интенсивным газовыделением.

В Ангаро-Ленском АБ комплекс распространен на водоразделах и частично сдренирован. В долинах рек встречаются многочисленные источники с дебитом 0,5—3 л/с. Скважины иногда переливают с расходом до 16 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, иногда радоновые. В пиритизированных угленосных отложениях обнаруживаются солоноватые воды суль-

фатного кальциевого состава. В глубоко залегающих горизонтах вблизи долин крупных рек (Ангара, Иркут и др.) вскрываются соленые воды с содержанием солей до 32 г/л. Их образование связано с перетеканием из расположенных глубже палеозойских ВК.

Меловой ВК встречен только в северных и северо-восточных районах АО.

В Якутском АБ комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями континентального генезиса мощностью от 300 м на окраинах до 3 км и более в центре. В Предверхоянском прогибе верхнемеловая часть ВК обычно проморожена. Водоносность нижнемеловых пород небольшая — дебиты скважин не превышают 1 л/с при понижениях уровня до 20 м. Уровни подземных вод часто устанавливаются на десятки метров ниже местных базисов эрозии. Вместе с тем на участках выхода на поверхность активных разломов происходит разгрузка соленых вод хлоридного натриевого состава с минерализацией до 20 г/л. Широкое распространение получили воды небольшой минерализации (до 3 г/л) и гидрокарбонатного натриевого состава. Во многих горизонтах мелового ВК обнаружены скопления метана, отмечена высокая газонасыщенность (до 1 л/л).

В Хатангском АБ меловой ВК представлен терригенными отложениями морского и прибрежно-морского генезиса мощностью 500—1600 м, а в западной части до 2,2 км. Он разделен мощным глинистым водоупором на две части. Верхние его горизонты на глубину 450—570 м проморожены. Подмерзлотные воды имеют хлоридный натриевый состав и минерализацию до 27 г/л. Часто наблюдается инверсионное строение петрохимического разреза. Резкое снижение минерализации установлено в интервале глубин 1,7—2,4 км на западе АБ (Танамско-Малохетский мегавал, Рассохинский вал и др.). По разломам наблюдаются выходы рассолов с концентрацией солей до 123 г/л. Несмотря на значительную газонасыщенность, уровни подземных вод устанавливаются на отметках минус 50—200 м. До глубины 2 км выявлены газовые залежи, а глубже — газоконденсатные.

Палеоген-неогеновый ВК имеет весьма ограниченное распространение; на севере АО он полностью проморожен. В его сложении участвуют песчано-глинистые отложения с прослоями углей, редко известняков. Наибольшая мощность ВК отмечена в Приверхоянье (500—700 м). В отложениях вскрыты воды с минерализацией 1—3 г/л и гидрокарбонатным натриевым составом.

На территории Ангаро-Ленского АБ расположен ряд впадин, выполненных глинистыми отложениями палеогена и неогена мощностью до 300 м, обладающих слабой водоносностью. Воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный состав и минерализацию до 2 г/л.

Четвертичный ВК проморожен на водоразделах и содержит воду в жидкой фазе только в долинах рек и котловинах крупных озер. Он сложен песчано-глинистыми отложениями различного генезиса мощностью от нескольких до 150 м.

В покровных суглинках летом формируются воды слоя сезонного оттаивания, как правило, с низкой минерализацией. На севере и в центре Якутского АБ распространены песчано-глинистые отложения озерно-аллювиального, ледникового и морского генезиса мощностью до 100 м. Они полностью промерзлые. В жидкой фазе пресные воды встречаются в подрусловых и подозерных таликах. В межмерзлотных таликах встречены соленые воды и рассолы с минерализацией до 56 г/л.

В южных районах Восточно-Сибирской АО наибольшей обводненностью отличаются аллювиальные отложения, где производительность скважин достигает 5 л/с. Воды пресные, гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Инфильтрационный режим подземных вод наблюдается выше зоны сплошного развития многолетней мерзлоты, занимающей более 0,9 территории АО, а также выше других региональных водоупоров, которые могут быть представлены соленосными толщами кембрия и девона, траповыми телами, глинами юры и мела. Поверхность подземных вод верхнего гидрогеологического этажа повторяет рельеф земной поверхности. Модуль подземного стока в этом этаже на юге и западе АО в среднем составляет 1,9 л/(с·км^2). В отложениях различного возраста его значения распространяются следующим образом: юра 0,7; триас 2; карбон 1; девон 1,8; силур 1,6; ордовик 0,9—2,7; верхний кембрий 1,4; нижний кембрий 4,8 л/(с·км^2). На севере и востоке Восточно-Сибирской АО, где мерзлота имеет наибольшую мощность (до 1000 м), величины модуля подземного стока не превышают 0,5 л/(с·км^2).

В районах развития островной мерзлоты антиклинальные структуры являются областью питания, а синклинальные — аккумуляции и разгрузки. Для восточной части Ангаро-Ленского АБ это различие фиксируется величинами модулей родникового стока 0,17—0,58 и 2,3—3,25 л/(с·км^2) и дебитами источников 16—50 и 70—500 л/с соответственно в антиклинальных и синклинальных структурах Б. М. Шенькман установил, что в Присаяно-Предбайкальской краевой зоне Ангаро-Ленского АБ суммарный объем очаговой разгрузки из закарстованных карбонатных отложений нижнего кембрия, образующих полосу шириной 15—30 км и протяженностью до 1000 км, имеет порядок 100 м^3/с. Очаговая разгрузка концентрируется по структурно-литологическим барьерам, линейноскладчатым структурам и зонам тектонических нарушений.

Ниже региональных водоупоров подземные воды не имеют четко выраженного направления движения. Связь с дневной поверхностью, поддерживаемая только по зонам обновляемых тектонических нарушений, проявляется в многочисленных источниках соленых вод и рассолов, в долинах крупных рек, особенно в Тунгусском АБ и на участках Кемпендяйской и Нордвикской соляно-

купольных структур. Вынос солей источниками достигает значительных величин. Например, в Ангаро-Ленском АБ вынос хлористого натрия источниками составляет 1,6 млн. т/год, а с учетом субаквальной разгрузки он достигает 7,9 млн. т/год. А. А. Дзюба и Ю. И. Кустов установили, что если бы темпы химической денудации со среднего палеозоя были бы такими, как и в современную эпоху, то оказалась бы выщелоченной соленосная толща мощностью 13 км. Но поскольку фактическая химическая денудация не превышает 0,2 км, то из этого следует, что интенсивность разгрузки рассолов в современную эпоху значительно выше, чем когда-либо ранее, за исключением этапа проявления траппового магматизма.

Усилению разгрузки соленых вод и рассолов в четвертичный период способствовали неотектонические движения, приведшие к обновлению тектонических разломов и перераспределению пластовых давлений. На изменение условий питания и разгрузки подземных вод большое влияние оказало образование многолетнемерзлой толщи. Важную регулирующую роль в перераспределении напоров играют региональные водоупоры (особенно соленосные толщи), на границе с которыми обычно фиксируется перепад давлений от 1 до 10 МПа.

По указанным выше причинам в Восточно-Сибирской АО сложились разнообразные гидрогеодинамические условия. В целом для глубокозалегающих подземных вод характерна латеральная и восходящая миграция, которая усиливается на участках аномально высоких пластовых давлений. Такие условия типичны для ордовикского и силурийского ВК в Тунгусском АБ, для пермского ВК и нижнеюрского горизонта в Якутском АБ.

Вместе с тем в Якутском и Хатангском АБ на значительных площадях установлены отрицательные гидродинамические аномалии. Уровни подземных вод мезозойских отложений устанавливаются в этих районах на 100—400 м ниже уреза современной речной сети. Причина этого явления объясняется по-разному: отжатием подземных вод при формировании мощной зоны многолетней мерзлоты и невозобновлении запасов подземных вод при последующей деградации мерзлоты; понижением уровня Мирового океана примерно на 100 м в эпоху четвертичных оледенений; проявлением естественного газлифта, при котором на участках крупных газовых залежей происходит интенсивная миграция вверх газа, увлекающего с собой и воду, в результате чего образуются депрессионные воронки, а уход подземных вод из ВК ничем не компенсируется; снижением геостатического давления при эрозии.

Особенности региональной гидрогеохимии. В разрезе Восточно-Сибирской АО выделяются три гидрохимические зоны (рис. 20) с различной минерализацией пресных (до 1 г/л), соленых (1—35 г/л) вод и рассолов (35—447 г/л).

Зона пресных вод мощностью до 400 м наблюдается на юге АО. Еще более значительная (до 4 км) мощность этой зоны предполагается в континентальных юрских и меловых отложениях

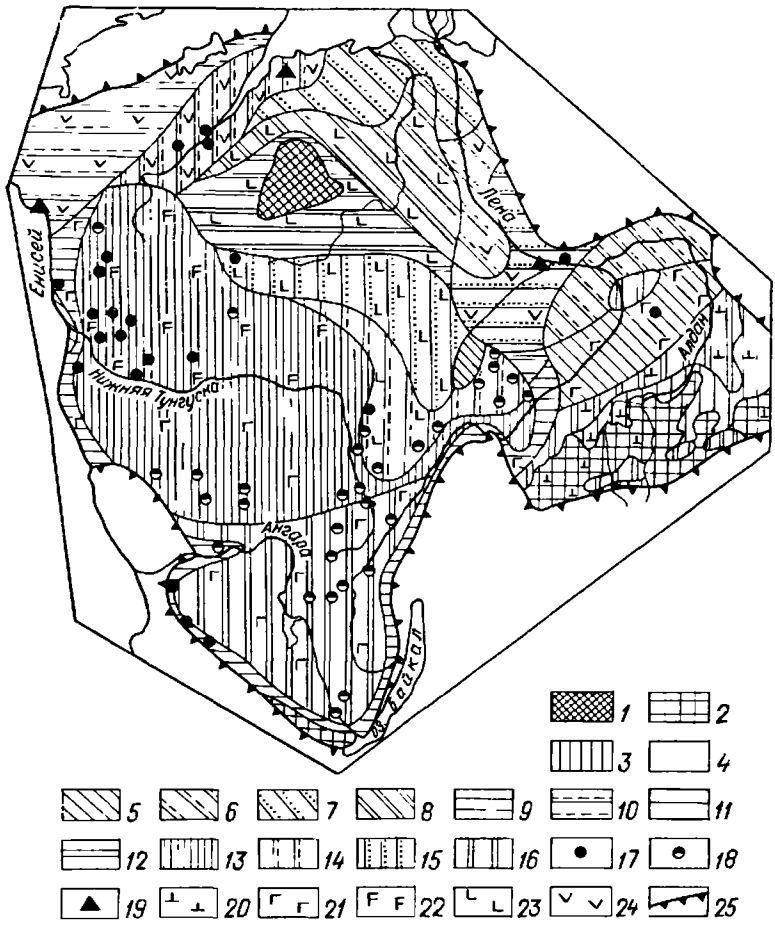


Рис. 20. Схема гидрохимической зональности Восточно-Сибирской АО [3].

1—16 — гидрохимические пояса (*1* — промороженных пресных и слабосоленых вод, *2* — A (иногда АБ), *3* — AB_{10}, *4* — см. *16*, *5* — $AБB_{75}$, *6* — $AБB_{\cdots}$, *7* — $БB_{75}$, *8* — $БB_{35\ldots}$, *9* — $АБB_{35\ldots}$, *10* $БB_{285}$, *11* — $(АБ_2)БB_{28\ldots}$, *12* — B_{285}, *13* — $АБB_{35\ldots}$, *14* — $БB_{\ldots5}$, *15* $B_{37\ldots}$, *16* — $АБB_{37\ldots}$); *17—19*— точки опробования подземных вод, формирование состава которых связано с различными причинами (*17* с выщелачиванием галогенных отложений, состав вод Cl-Na, *18* — с разгрузкой седиментационных вод по зонам новейших разрывов, состав вод Cl-NaCa, *19* — с разгрузкой вод на участках соляно-купольных структур, состав вод Cl-Na); *20—24* — зональность газового состава вод [*20* — $(O_2\text{-}N_2)$, N_2, *21* — $(O_2\text{-}N_2)$, N_2 $CH_4+C_nN_{2n+2}$, *22* — $(O_2\text{-}N_2)$, $N_2(H_2)$, $CH_4+C_nH_{2n+2}$, *23* — $CH_4+C_nH_{2n+2}$, *24* — CH_4; *25* граница Восточно-Сибирской АО. В нижнем индексе у гидрохимических поясов дана минерализация (г/л)

Вилюйской синеклизы. Деградация мерзлой зоны, происходящая преимущественно снизу, способствует опреснению оттаивающих горизонтов и образованию слабоминерализованных вод гидрокарбонатного и хлоридного натриевого состава. Эта зона в Вилюйской синеклизе сопровождается накоплением кальцита в породах и прослеживается на глубине 1—2,5 км.

Мощность зоны соленых вод колеблется от нескольких сотен метров до 4 км. Наибольших значений она достигает в Хатангском АБ, а также в центре и на севере Якутского АБ. Во многих районах зонах частично или полностью (Котуйский, Оленёкский, запад Якутского АБ) промерзла. Слабосоленые воды имеют пестрый состав. В водах с минерализацией более 10 г/л преобладают хлориды натрия. В верхних подмерзлотных горизонтах Оленёкского и Якутского (низовья р. Лены) АБ, представленных терригенными пермскими отложениями, установлены относительно низкая минерализация соленых вод (8—12 г/л) и преобладание в их составе хлоридов натрия. В интервале глубин 1,4—1,5 км происходит резкое (в 4—6 раз) увеличение минерализации и содержания хлоридов кальция.

На южном крыле Якутского АБ верхние подмерзлотные горизонты, приуроченные к карбонатным отложениям венда — нижнего кембрия, содержат слабо соленые воды гидрокарбонатного или сульфатного магниево-натриевого состава. На глубине около 600 м минерализация быстро возрастает до 37 г/л; в водах преобладают хлориды кальция и в меньшей степени натрия.

Мощность зоны рассолов превышает 3 км. Наибольшую минерализацию (375—447 г/л) имеют межсолевые рассолы хлоридного кальциевого состава. Подсолевые рассолы отличаются минерализацией 150—375 г/л и хлоридным натриево-кальциевым и кальциево-натриевым составом. Межсолевые и подсолевые рассолы имеют в основном седиментогенное происхождение, являются маточными. Их признаки: низкий хлор-бромный коэффициент, минерализация более 214 г/л, обеднение раствора хлористым натрием и обогащение хлоридами кальция, магния и калия, высокие содержания ряда элементов (бром 1—5, стронций 1—7, железо 1—2, марганец 0,3—0,5, аммоний 0,7—0,9, сероводород — до 2 г/л). Надсолевые рассолы, как правило, образуются в результате выщелачивания соленосных отложений. Они обычно имеют хлоридный натриевый состав, низкие содержания кальция, магния, брома (до 0,1 г/кг) .

Общие геологические запасы рассолов в пределах Восточно-Сибирской АО исключительно велики и достигают примерно $1{,}5 \cdot 10^{14}$ т. Для сравнения укажем, что объем каменных солей в отложениях кембрия и девона составляет $6 \cdot 10^{15}$ и $1.3 \cdot 10^{4}$ км^3 соответственно, что составляет в сумме около $1{,}4 \cdot 10^{15}$ т.

На состав подземных вод и перераспределение солей большое влияние оказывают мерзлотные процессы [1,22]. При промерзании пресных вод сначала выпадают из раствора и переходят в твердую фазу карбонаты кальция, а при промерзании более минерализованных вод — сульфаты натрия и кальция. Поэтому в таких условиях увеличение минерализации вод происходит за счет роста содержания наиболее растворимых солей — гидрокарбонатов натрия, хлоридов кальция, натрия и магния.

При последующем оттаивании карбонаты и сульфаты кальция и магния не полностью переходят в раствор. По этой при-

чное чередование промерзания и оттаивания пресных вод гидрокарбонатного кальциевого состава способствует формированию менее минерализованных вод гидрокарбонатного натриевого состава. В соленых водах эти процессы ведут к увеличению содержания хлоридов кальция.

Процессы аградации, а затем деградации мерзлых толщ приводят к заметным изменениям состава подмерзлотных вод. Р. С. Кононова выделила два направления криогенной метаморфизации подмерзлотных вод артезианских бассейнов: 1) опреснение верхних подмерзлотных горизонтов и концентрирование солей в нижележащих горизонтах (для несолеиосных терригенных и карбонатных пород); 2) концентрирование солей и формирование хлоридных кальциевых или магниевых рассолов (для соленосно-карбонатных отложений). Первый тип метаморфизации наблюдается в Вилюйской впадине, на Оленёкском своде и в Предверхоянском прогибе; второй — на южном склоне Анабарской антеклизы.

Газовая зональность. Газовый состав подземных вод изменяется как по площади, так и с глубиной. В верхней части разреза распространены газы кислородно-азотного состава воздушного происхождения. В зонах новейших разломов отмечается азотный состав газов, имеющих также воздушное происхождение. Отношение He/Ar колеблется от 0,005 до 0,5.

Главной газовой зоной является метановая, мощность которой достигает 5 км и более. С глубиной газонасыщенность вод возрастает от 0,01 до 2 л/л.

В отдельных районах образуются также газы сероводородного (Ангаро-Ленский АБ), углекислого (Кемпендяйская структура, среднее течение р. Амги) и азотно-метанового составов с высоким содержанием водорода (Оленёкский бассейн, трубка «Удачная»).

Микробиологическая зональность. Пресные воды отличаются присутствием разнообразной микрофлоры, причем количество бактерий, растущих на мясо-пептонном агаре (МПА), достигает нескольких десятков тысяч клеток. Наибольшее значение имеют тионовые и денитрифицирующие бактерии.

Солоноватые воды сульфатного состава характеризуются наибольшей активностью тионовых бактерий, а также бактерий сульфатвосстанавливающих и разлагающих нафтеновые кислоты. В соленых водах и слабых рассолах встречается богатая микрофлора, представленная сульфатвосстанавливающими, тионовыми, денитрифицирующими и другими разновидностями. Рассолы с минерализацией от 100 до 214 г/л микрофлорой обеднены, а с минерализацией более 214 г/л практически не содержат ее.

Особенности региональной гидрогеотермии. Температурные особенности пород и воды на рассматриваемой территории в значительной мере подчиняются влиянию климатических факторов. С севера на юг возрастает температура и уменьшается мощность мерзлой толщи. Так, севернее 63° с. ш. в Восточно-Сибирской АО многолетнемерзлые породы образуют сплошной покров мощно-

стью до 600 м и более. Средняя годовая температура ММП колеблется от —1 до —11 °С, понижаясь в северном направлении. Южнее этой широты прослеживается зона прерывистого распространения ММП, где они занимают до 80 % территории. Ширина зоны составляет примерно 300—350 км, мощность мерзлых пород 100 м, температура от 0 до —2 °С. В Ангаро-Ленском и на юге Якутского АБ развитие ММП имеет островной характер: они занимают примерно 30—60 % территории этих районов. Мощность промороженных пород здесь изменяется от 50 до 70 м, а температура — от 0 до —1 °С.

Глубокое промерзание разреза привело к тому, что пресные воды оказались преимущественно в твердой фазе, а состав и минерализация соленых вод и рассолов на контакте с толщей мерзлых пород в значительной степени изменены (см. выше).

Восточно-Сибирская АО характеризуется не только исключительно глубоким промерзанием пород, но и охлаждением подземных вод. На этой территории широкое распространение получили отрицательнотемпературные воды — криопэги, имеющие обычно хлоридный кальциево-магниевый состав. Наибольшая мощность зоны криопэгов (до 1472 м) установлена в Оленёкском АБ. В Мархинской скважине, которая была пробурена в этом районе, температура сначала снижается до —2,7 °С на глубине 800 м, за счет подтока переохлажденных рассолов со стороны Анабарской антеклизы, а затем возрастает и на глубине 1472 м достигает 0 °С.

Максимальная мощность зоны холодных вод (до 2 км) зафиксирована на юге Якутского АБ. Зона теплых вод (20—35 °С) обычно имеет мощность около 1 км, а мощность зоны горячих вод (35—100 °С) колеблется от 2 до 3 км. На глубинах 4,5—5 км предположительно могут быть вскрыты сверхгорячие воды с температурой более 100 °С, но таких глубоких скважин здесь пока не пробурено.

Заканчивая описание Восточно-Сибирской АО, следует еще раз подчеркнуть, что влияние климатических факторов на подземные воды, на проявление различных их особенностей — динамики, химизма и температуры — оказалось на этой территории весьма глубоким и разнообразным.

Глава 12
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ АРТЕЗИАНСКОЙ ОБЛАСТИ

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОДОУПОРЫ

С учетом геолого-структурных (рис. 21) и гидрогеологических условий на территории Западно-Сибирской АО выделяются следующие артезианские бассейны: Тобольский, Приуральский,

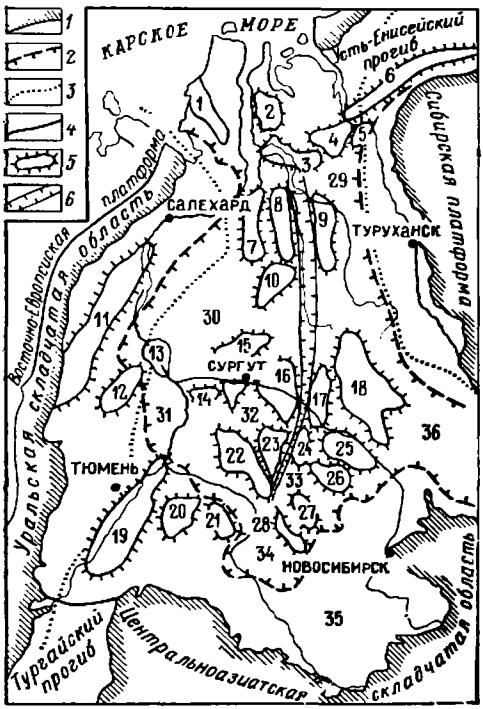


Рис. 21. Схема тектонического районирования Западно-Сибирской плиты [30].

Границы: *1* — плиты (по распространению мезозойских отложений), *2* — между склонами и днищем плиты, *3* — восточная граница Уральской складчатой области и западная граница Сибирской платформы под мезозойским чехлом (по геофизическим данным), *4* — западная Уральской эвгеосиклинали, *5* — сводов, *6* — Колтогорско-Пуровского грабена. Цифрами на рисунке даны: 1—28 — своды и мегавалы (1 — Нурминский, 2 — Юрибейский, 3 — Мессояхский, 4 — Танамский, 5 — Малохетский, 6 — Рассохинский, 7 — Медвежий, 8 — Уренгойский, 9 — Часельский, 10 — Северный, 11 — Северо-Сосьвинский, 12 — Шаимский, 13 — Красноленинский, 14 — Салымский, 15 — Сургутский, 16 — Нижневартовский, 17 — Александровский, 18 — Пыль-Карамкинский, 19 — Тобольский, 20 — Вагай-Ишимский, 21 — Старосолдатский, 22 — Верхнедемьянский, 23 — Каймысовский, 24 — Средневасюганский, 25 — Парабельский, 26 — Пудинский, 27 — Межовский, 28 — Тебисский); 29—36 — впадины (29 — Большехетская, 30 — Надымская, 31 — Ханты-Мансийская, 32 — Юганская, 33 — Нюрольская, 34 — Омская, 35 — Кулундинская, 36 — Чулымо-Енисейская)

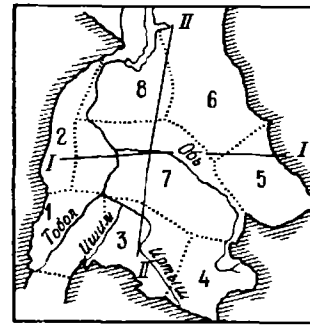


Рис. 22. Схема гидрогеологического районирования Западно-Сибирской артезианской области.

Артезианские бассейны: 1 — Тобольский, 2 — Приуральский, 3 — Иртышский, 4 — Кулундино-Барнаульский, 5 — Чулымо-Енисейский, 6 — Тазо-Енисейский, 7 — Среднеобский, 8 — Надым-Обский. *I — I, II — II* — линии гидрогеологических разрезов

Иртышский, Кулундино-Барнаульский, Чулымо-Енисейский, Тазо-Енисейский, Средиеобский и Надым-Обский (рис. 22). Под акваторией Карского моря располагается Прикарский АБ. Все указанные АБ тяготеют к отрицательным структурам, и их границы внутри АО проходят преимущественно по подземным водоразделам.

Гидрогеологические условия Западно-Сибирской АО отличаются следующими особенностями: 1) значительной площадью территории (почти 3 млн. км^2), с наибольшими размерами по широте 1900 км и по меридиану 2300 км; 2) сочетанием субаэральных условий на большей части территории с субмаринными на севере (примерно 1/6 территории АО находится под

уровнем Карского моря); 3) значительными изменениями модуля речного стока — от 2 на юге до 9 л/(с·км²) на севере и северо-западе АО; 4) неглубоким врезом речных долин (до 70 м), преимущественно меридиональным их простиранием со стоком в Карское море, широким развитием болот и пресноводных озер на севере и в центре, а на юге — разнообразных типов соленых озер (мирабилитовые, галитовые); 5) сменой с севера на юг ландшафтно-географических зон — тундры, тайги, смешанных лесов, лесостепи, степи; 6) сравнительно небольшим количеством атмосферных осадков (250—400 мм в год); 7) преимущественно песчано-глинистым разрезом осадочного чехла мощностью 7 км при отсутствии соленосных и карбонатных пород; 8) распространением пластовых вод как в платформенном чехле, так и в верхнем (промежуточном) этаже фундамента, сложенном осадочными породами палеозоя — триаса; 9) широким распространением региональных водоупоров, роль которых выполняют глинистые толщи верхней юры, мела и кайнозоя, а также мерзлые толщи в северной половине АО; 10) унаследованностью большинства структур на протяжении всей истории их развития, отсутствием региональных перерывов в осадконакоплении, выдержанностью в плане и разрезе, а также однородностью большей части литолого-стратиграфических комплексов чехла АО; 11) глубоким (обычно более 1 км) залеганием докайнозойских водоносных комплексов и практическим отсутствием их связи с дневной поверхностью, проявлением региональных глубинных нарушений в чехле, особенно в его нижней части и по окраинам АО; 12) важной ролью неотектонических нарушений в изменении гидродинамического, гидрохимического, температурного и газового режимов водоносных комплексов нижней части чехла.

Водоносность трещиноватых пород фундамента АО во многих случаях изучалась совместно с отложениями мезо-кайнозойского чехла. Опробование скважин показало наличие тесной гидравлической связи подземных вод фундамента и чехла.

На большей части территории АО степень водоносности пород фундамента невелика — удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,001 л/с. Она возрастает в краевых частях АО, особенно вдоль Уральской и вблизи Алтае-Саянской складчатых областей. Складчато-глыбовые структуры восточного склона Урала разбиты серией меридионально вытянутых зон разломов, протяженность которых достигает сотен километров, а ширина составляет несколько километров. В этих разломах отмечается высокая водоносность скважин — до 100 л/с. В зонах трещинно-карстовых вод, также имеющих меридиональное простирание, по данным Н. Д. Буданова, получали притоки до 1000 л/с.

Значительная водоносность наблюдается в зонах тектонических нарушений, которые прослеживаются от Алтая до Кулундино-Барнаульского АБ. Эти зоны имеют северо-западное простирание и прослеживаются на многие километры от горно-складчатого обрамления. Через них происходит перелив в нижн-

ние водоносные горизонты чехла и соответствующее опреснение этой части гидрогеологического разреза.

Пьезометрические уровни подземных вод снижаются от окраин к центру АО и на север. В этом же направлении растет минерализация подземных вод, достигающая максимальных значений более 70 г/л в районе г. Колпашево. Состав вод преимущественно хлоридный натриевый.

В Уватском, Шеркалинском, Шаимском районах установлены проявления свободной углекислоты. Вместе с тем, преобладающий состав растворенных газов — метановый, реже азотно-метановый. Температура подземных вод с глубиной повышается: на глубине 0,8—1 км она достигает 40—60 °С, а на глубине 3,5 км 140 °С.

В пределах чехла Западно-Сибирской АО выделяется шесть основных водоносных комплексов — юрский, валанжин-готерив-барремский, аптский, альб-сеноманский, турон-нижнеолигоценовый (по периферии АО) и олигоцен-неоген-четвертичный. Между ними расположены разделяющие водоупорные толщи — верхнеюрско-средневаланжинская, готерив-баррем-среднеаптская, альбская и турон-нижнеолигоценовая (рис. 23). Правда, они не имеют повсеместного распространения, за исключением верхней, а их границы непостоянны и проходят на разных стратиграфических уровнях.

Юрский ВК распространен почти повсеместно севернее широты г. Омска и восточнее 66° в. д. В краевых частях АО — это

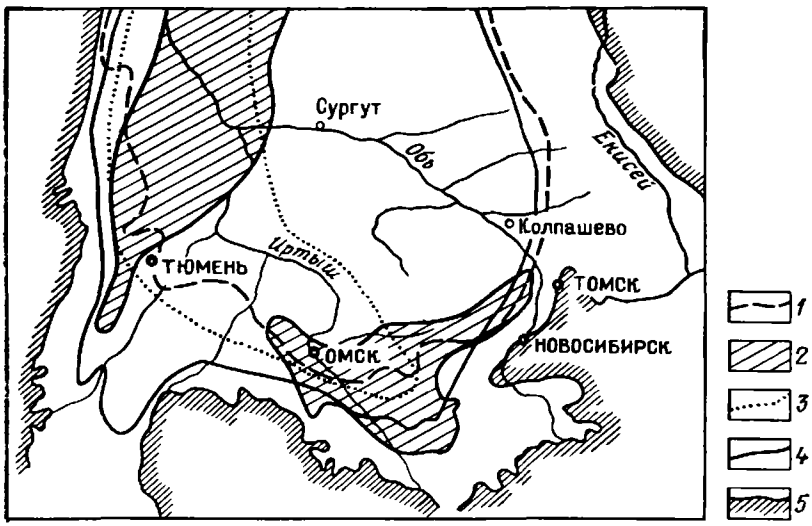


Рис. 23. Распространение региональных водоупорных толщ в Западно-Сибирской АО:

1 — верхнеюрско-средневаланжинская; *2* — готерив-баррем-среднеаптская; *3* — альбская; *4* — турон-нижнеолигоценовая; *5* — граница АО

континентальные песчано-алевролитовые, иногда угленосные отложения мощностью 0,4—0,7 км. В центре и на севере АО распространены прибрежно-морские и морские образования — песчаники, алевролиты и аргиллиты, а в средней части разреза — с тонкими пропластками глинистых известняков. Общая мощность юрского ВК достигает 1,8 км. В нижней части разреза верхнеюрских отложений залегают плотные аргиллиты, во многих районах разделяющие ВК на две водоносные толщи: нижнюю, заводоуковскую, более мощную, но менее проницаемую, и верхнюю, полудинскую, менее мощную, но более проницаемую.

Водоносность юрских отложений уменьшается не только с глубиной, но и при движении от окраин к центру АО. В Чулымо-Енисейском и Иртышском АБ дебиты скважин, обычно дающих излив с избыточным давлением 0,3—0,4 МПа, достигают 1 л/с. В Надым-Обском и Тазо-Енисейском АБ уровни подземных вод устанавливаются на 30—50 м и более ниже поверхности Земли, а водоносность пород становится весьма незначительной (удельные дебиты скважин уменьшаются до 0,00001 л/с).

Абсолютные отметки пьезометрической поверхности снижаются от 150—200 м на окраинах АО к центру и далее в северном направлении до 40—0 м.

На фоне закономерных изменений положения уровней подземных вод отмечаются аномальные явления. Например, восточнее Колтогорско-Пуровского грабена (желоба) в районе Александровского и Парабельского сводов, Межовского вала фиксируется пьезомаксимум с абсолютными отметками приведенных уровней 200 м. Здесь, так же как и на окраинах АО, скважины дают самоизлив с избыточным давлением на устье 0,6—0,8 МПа. Образование пьезомаксимума связывается с влиянием глубинных тектонических зон, в частности указанного выше грабена.

Минерализация вод неравномерно увеличивается от окраины АО к Среднему Приобью (рис. 24). Пресные воды распространены на юге и юго-востоке АО. В верхней части их состав гидрокарбонатный кальциевый, а на глубинах более 500 м гидрокарбонатный натриевый. Соленые воды (1—35 г/л), гидрокарбонатно-хлоридного и преимущественно хлоридного натриевого состава занимают преобладающую часть территории, особенно на западе, севере и юго-востоке АО. Почти повсеместно отмечается присутствие гидрокарбонат-иона в количестве более 1 г/л, а в отдельных скважинах на западе АО до 12,5 г/л. Рассолы (35—85 г/л) встречены восточнее меридиана г. Омска. Рассолы с минерализацией более 60 г/л распространены в отложениях, непосредственно залегающих на фундаменте. Состав рассолов — хлоридный натриевый. Для них характерно повышенное содержание хлоридов кальция до 23 % и присутствие гидрокарбонат-иона (0,5—1 г/л). Максимальные концентрации брома (до 150 мг/л) встречены в рассолах (Максимкин Яр). Наибольшие содержания йода, бора и аммония (до 45, 114 и 45 мг/л соответственно) отмечены в

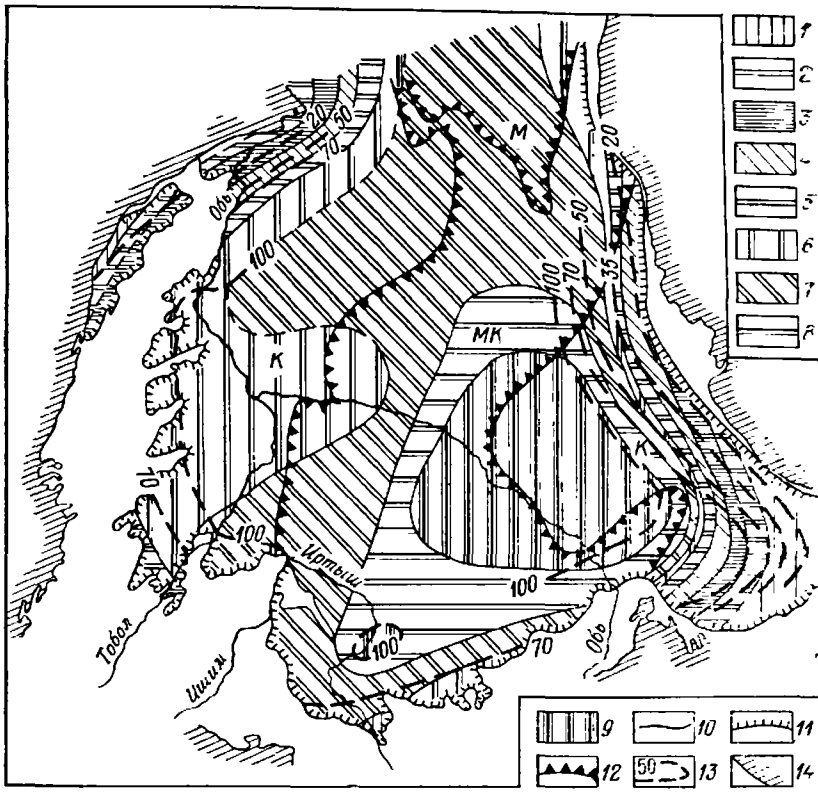


Рис. 24. Гидрохимическая карта юрских отложений Западно-Сибирской АО [39].

1—9 — минерализация, солевой и газовый составы вод (*1* — до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, азотные, *2* — до 3 г/л, смешанного солевого и газового составов, *3* — 4—5 г/л, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые, азотно-метановые и метаново-азотные, *4* — 5—10 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 25 мг/л, *5* — 10—20 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 25 мг/л, *6* — 10—20 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 100 мг/л, *7* — 20—35 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 100 мг/л, *8* — 35—50 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 150 мг/л, *9* — 50—80 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 250 мг/л). *10—12* — границы (*10* — между водами различной минерализации и состава, *11* — распространения водоносных отложений, *12* — распространения отложений, сформировавшихся в морских *М*, морских и континентальных *МК* и континентальных *К* условиях); *13* — изотермы по подошве осадочной толщи (°С); *14* — горно-складчатое обрамление АО

соленых водах на западе АО (Шаимский мегавал, северная часть Тобольского мегавала).

Для юрского ВК характерно широкое распространение в водах растворенного углекислого газа в количестве 0,1—0,5 % на бортах АО и 1,5—2 % в центральных ее частях. Аномально высокие концентрации углекислоты (до 51 %) установлены в пределах Сургутской, Уватской и других структур на западе АО. Газонасыщенность до 18 *л/л* и содержание CO_2 до 96 % отмечены в водах Шаимского мегавала. В Березовском районе (Се-

веро-Сосьвинский мегавал) вскрыта газовая залежь углекислоты в основании ВК. Как указывают большинство исследователей, углекислота поступает в чехол АО по глубинным разломам из палеозойского фундамента. Подтверждением этому служит вскрытие в пределах Межовского мегавала в породах фундамента залежи углекислого газа с расходом до 200 тыс. м³/сут. Следует отметить, что районы с высокими содержаниями CO_2 характеризуются и повышенными концентрациями гидрокарбонат-иона в водах.

На большей части территории развития соленых вод и рассолов ведущим газом является метан, а солоноватых и пресных вод — азот. Тяжелые углеводороды в количестве до 8 % присутствуют почти повсеместно в центральной части АО. Здесь же газонасыщенность превышает 1 л/л. В отдельных структурах вблизи южной части Колтогорско-Пуровского грабена на глубинах 2,5—3 км до 85 % возрастает содержание растворенного водорода.

Воды юрского ВК почти повсюду имеют температуру более 50 °С. На глубинах 2,8—3,5 км в центре и на западе АО вскрываются воды с температурой 130—150 °С. Во многих случаях отмечается приуроченность геотермических аномалий к активным разломам. При этом прогревается полоса пород, непосредственно примыкающая к разлому. Относительно низкая температура (11—20 °С) отмечена на крайнем северо-востоке АО на глубинах 780—900 м (Малохетский мегавал).

Верхнеюрско-средневаланжинская ВУТ представлена в нижней части регионально выдержанными плотными битуминозными аргиллитами морского происхождения. В ее верхней части аргиллиты переслаиваются с песчаниками и алевролитами. Общая мощность ВУТ изменяется от нескольких десятков метров на окраинах АО до 600 м в центральной части. На юго-востоке Западно-Сибирской АО (Чулымо-Енисейский АБ) происходит опесчанивание разреза и выклинивание водоупорной толщи.

Валанжин-готерив-барремский ВК распространен практически повсеместно, за исключением южных районов Тобольского и Кулундино-Барнаульского АБ. В Ханты-Мансийской впадине разрез нижнего мела представлен преимущественно глинистыми отложениями. В сложении ВК принимают участие мелкозернистые, иногда среднезернистые пески и песчаники, переслаивающиеся с глинами и алевролитами. На юге и востоке накопление осадков происходило в континентальных и континентально-лагунных условиях, а на западе и северо-западе — в морских и прибрежно-морских. Стратиграфическое положение ВК соответствует саргатской серии. Мощность его изменяется от 100 м на окраинах до 800 м в центре АО и в Чулымо-Енисейском АБ. Глубина залегания кровли ВК обычно превышает 600 м в бортовых частях и 1600 м в центре и на севере АО.

Водоносность пород комплекса уменьшается с юго-востока и юга на запад и северо-запад, что фиксируется соответствующим

уменьшением дебитов скважин. Например, в Чулымо-Енисейском АБ дебиты скважины достигают 10 л/с при изливе, а в центре и на северо-западе АО они обычно не превышают 1 л/с при понижениях уровня на десятки и сотни метров.

Пьезоизогипсы снижаются с абсолютных отметок 160—130 м на окраинах до 40 м в центре и уровня моря на севере АО. Выше поверхности земли пьезометрические отметки устанавливаются на юго-востоке и в ряде районов Среднеобского АБ (Нижневартовский и Сургутский своды). На окраинах АО отмечается снижение уровней подземных вод в долинах крупных рек (Обь, Енисей, Чулым), где сказывается их дренирующее влияние.

Минерализация подземных вод ВК растет с глубиной в направлении от окраин АО к центру (рис. 25). Наименьшая минерализация (до 0,3 г/л) отмечается на востоке Чулымо-Енисейского АБ. Максимальная минерализация (до 55 г/л) установлена в нижней части комплекса в песчаных линзах берриас-ранневаланжинского возраста, вскрываемых в структурах, примыкающих к южной части Колтогорско-Пуровского грабена, и в Омской впадине.

Состав пресных вод — гидрокарбонатный кальциевый и натриевый. Солоноватые воды с минерализацией 1—10 г/л имеют преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый состав. Наиболее широкое распространение в комплексе получили воды с минерализацией 10—26 г/л. Соленые воды обладают хлоридным натриевым составом. Во многих районах отмечаются повышенные содержания гидрокарбонат-иона и хлоридов кальция.

Для рассолов и соленых вод характерно содержание брома 35—50 мг/л (на западе Нижневартовского свода более 100 мг/л). Наибольшие содержания йода (20—55 мг/л) при фоновых значениях 10—15 мг/л отмечены на севере Тобольского мегавала и на Сургутском своде. Повышенные содержания бора (до 175 мг/л) отмечаются в водах нефтяных месторождений Сургутского и Нижневартовского сводов.

В составе газов, растворенных в водах ВК, преобладает метан. Его концентрация изменяется от 60 % на окраинах АО до 98,4 % в центре ее. Азот занимает ведущее положение в составе растворенного газа в Чулымо-Енисейском и Кулундино-Барнаульском АБ. От окраин к центру АО возрастает и концентрация тяжелых углеводородов (до 1 %, а в районах нефтяных месторождений до 6,6 %). Углекислый газ аномалий не образует, его концентрация не превышает 2 %.

Максимальной газонасыщенностью отличаются воды в Среднем Приобье и Березовском районе (до 2 л/л), а также на севере АО (2,4 л/л). Наиболее низкая температура вод около 0 °С отмечена на севере АО в Усть-Енисейском районе. На большей части территории АО получили развитие воды с температурой 20—50 °С. Воды с температурой более 100 °С вскрыты на юго-востоке Среднеобского АБ.

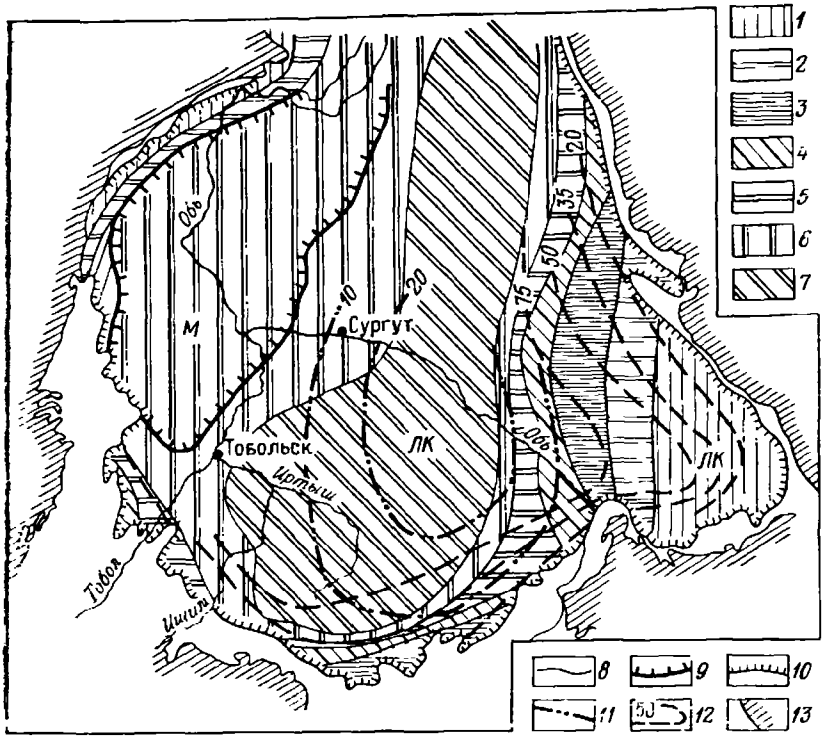


Рис. 25. Гидрохимическая карта валанжин-готерив-барремских отложений Западно-Сибирской АО [39].

1—7 — минерализация, солевой и газовый составы вод (*1* — до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, азотные в лагунно-континентальных отложениях *ЛК*, *2* — до 3 г/л, смешанного солевого и газового составов, *3* — 3—5 г/л, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые, азотно-метановые и метаново-азотные, *4*—*5* — 10 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 50 мг/л, *6* — 10—20 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 100 мг/л в морских отложениях *М*, *7* — 20—35 г/л, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые, метановые, брома до 100 мг/л в лагунно-континентальных отложениях *ЛК*); *8*—*11* — границы (*8* между водами различной минерализации и состава, *9* — распространения глинистых практически неводоносных отложений, *10* — распространения водоносных отложений, *11* — распространения вод с различным содержанием хлоридов кальция, в %); *12* — изотермы по подошве водоносной толщи (°С); *13* — горно-складчатое обрамление АО

Готерив-баррем-среднеаптская ВУТ сложена глинами, переслаивающимися с пестро- и сероцветными алевролитами. Этот водоупор имеет ограниченное распространение, захватывая преимущественно центральные, западные и северные районы АО. Полный стратиграфический разрез ВУТ представлен в Ханты-Мансийской впадине, где ее мощность достигает 800 м. Здесь она практически сливается с верхнеюрско-средневаланжинской ВУТ. В центральной части АО возрастной интервал сокращается до раннего апта, и мощность уменьшается до 200 м. На севере и северо-западе АО глинистая толща расчленяется песчаными отложениями на две-три пачки. Водоупор занимает

значительные площади и на юге в Иртышском и Кулундино-Барнаульском АБ. На северо- и юго-востоке он практически полностью замещается водоносными песчаниками и алевролитами. Водоносность песчаных отложений, залегающих в водоупорной толще, невелика.

Аптский ВК представлен переслаивающимися тонко- и среднезернистыми песками, песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Накопление аптских отложений происходило на западе и северо-западе АО в условиях морского мелководья и прибрежных лагун, а в центре, на востоке и юге — в прибрежно-морской и континентальной обстановках. Самостоятельное значение ВК имеет на ограниченной площади на северо-западе АО и в Ханты-Мансийской впадине, где он подстилается глинами раннего апта и более позднего возраста и перекрыт глинами альба. В остальных районах он не изолирован от других комплексов сколько-нибудь мощными водоупорами. Мощность этого ВК изменяется от нескольких десятков метров на окраинах АО до 450 м в Ханты-Мансийской, Юганской и Надымской впадинах. Глубина залегания ВК достигает 700 м на западе, 1300 м — на востоке и 1500 м — в центре АО.

Обводненность отложений аптского ВК наиболее значительна на окраинах АО. В частности, дебит Туринской опорной скважины (юг Приуральского АБ) достигал 80 л/с, Большереченской (севернее г. Омска) — 12 л/с. Обычно производительность скважин изменяется в пределах 2—5 л/с. Удельные дебиты скважин уменьшаются от 1 л/с и более на окраинах до 0,01 л/с в центральной части АО. Как правило, при вскрытии ВК отмечается излив с избыточным давлением на устье скважины до 0,5 МПа.

Пьезометрические отметки снижаются с 130—150 м на окраинах до 30—50 м в центре АО. Понижение уровня происходит в долинах крупных рек, дренирующее влияние которых испытывает ВК.

Минерализация вод колеблется от 0,3 до 22 г/л. Ширина полосы распространения пресных вод на востоке и на юге достигает 600 км, а на западе сокращается примерно до 50 км. Состав пресных вод — гидрокарбонатный кальциевый и натриевый, на остальной территории ВК получили развитие соленые воды, состав которых изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-хлоридного натриевого. На территории Надымской впадины в водах обнаружен бром (до 80 мг/л), а на участках Уренгойского, Медвежьего, Тазовского и других газовых месторождений — йод (до 32 мг/л).

Газовый состав пресных вод — азотный. С удалением от окраин к центру АО в центральных и северных районах АО в газовом составе соленых вод преобладает метан. Температура подземных вод ВК изменяется от 20 до 75 °С. Теплые воды вскрываются в Приуральском АБ на значительно меньших глубинах (500—800 м), чем в Чулымо-Енисейском АБ (1200—1500 м).

Альбская ВУТ образована глинами, имеющими ограниченное

распространение в Западно-Сибирской АО. Глинистая толща встречена на территории Ханты-Мансийской, Надымской и Омской впадин, а также Западного Приуралья. Ее мощность обычно не превышает 160 м, достигая максимума в Ханты-Мансийской впадине. В верхней части ВУТ вскрываются слабо водоносные алевролитовые разности.

Альб-сеноманский ВК представлен песчаными и алевролитовыми отложениями. На западе и севере их накопление происходило в морских и прибрежно-морских условиях, причем морской бассейн отличался пониженной соленостью. На юге и востоке получили развитие отложения, образовавшиеся в континентальных пресноводных бассейнах.

Мощность ВК возрастает от нескольких десятков метров на окраинах до 450 м в центральной части АО. В том же направлении увеличивается и глубина залегания кровли комплекса — от нескольких десятков метров на юге и востоке до 1 км в центре и на севере АО. В Чулымо-Енисейском АБ комплекс выходит на поверхность в бортах долин крупных рек. Обводненность пород наиболее значительна в краевых частях АО, особенно на юго-востоке. Дебиты скважин при понижении уровня на 10—50 м достигают 42 л/с в Чулымо-Енисейском АБ (чаще 0,5—5 л/с) и 30 л/с на севере Тобольского АБ (обычно 0,2—1 л/с). В центральной части АО дебиты скважин, как правило, не превышают десятых долей литра в секунду при понижении уровня 100—600 м. В большинстве случаев скважины дают излив с избыточным давлением над устьем 0,2—0,4 МПа. В Приказахстанской части Иртышского и Кулундино-Барнаульского АБ и на севере АО излива не наблюдается.

Пьезометрическая поверхность ВК снижается от окраин АО к центру и в северном направлении. Максимальные отметки уровней установлены на юго-западе и юго-востоке, где они составляют 150—170 м. В Средиеобском ВК уровни находятся на отметках 70—80 м, а на севере АО — на отметках 1—20 м. Дренирующее влияние рек наглядно проявляется в долине Оби, вдоль которой почти до нижней части ее течения наблюдаются снижения пьезометрических уровней ВК. Местные очаги дренирования ВК более четко фиксируются на окраинах АО, особенно на юге в речных долинах и котловинах озер. В долине Иртыша происходит разгрузка подземного стока из Кулундино-Барнаульского АБ. Далее движение подземных вод направлено к Казахской складчатой области.

Минерализация вод комплекса колеблется в пределах 0,3—20 г/л (рис. 26). Закономерности ее изменения примерно такие же, как и в аптском ВК. Пресные воды окаймляют территорию АО с востока и запада полосой шириной в несколько сотен километров на востоке (максимум на участке г. Колпашево — г. Енисейск) и до 70 км на западе. Состав пресных вод — гидрокарбонатный кальциевый и натриевый. Далее к центру АО пресные воды сменяются солоноватыми гидрокарбо-

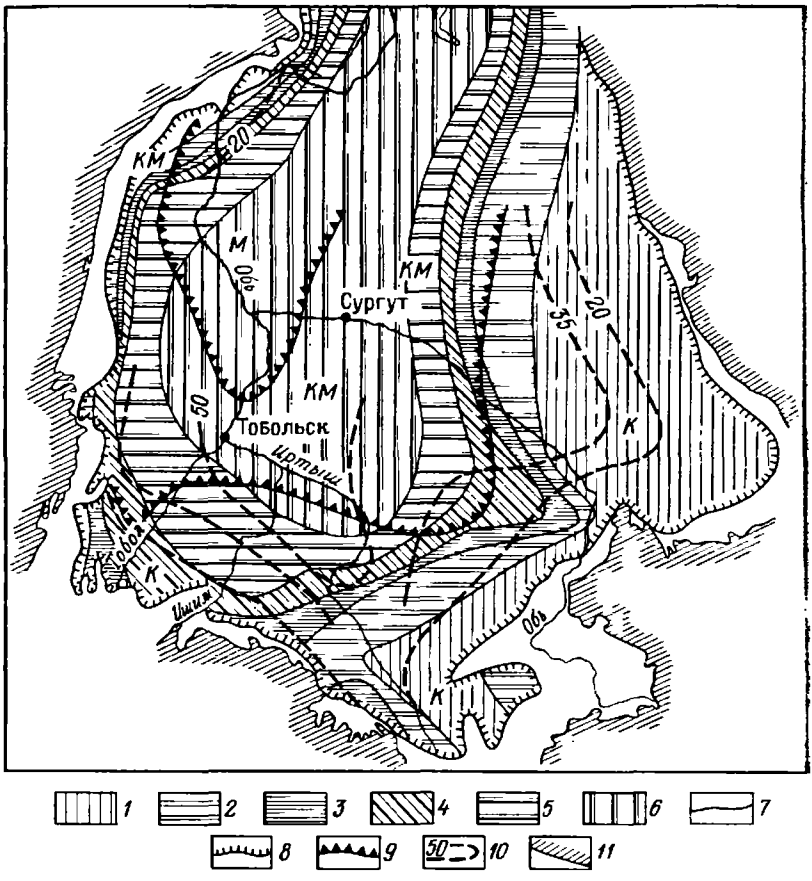


Рис. 26. Гидрохимическая карта альб-ант-сеноманских отложений Западно-Сибирской АО [39].

1—6 — минерализация, солевой и газовый составы вод (*1* — до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, азотные, *2* — до 3 г/л, смешанного солевого и газового составов, *3* — 3—5 г/л, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные, азотно-метановые и метано-азотные, брома до 25 мг/л, *4* — 5—10 г/л, хлоридные натриевые, метановые, *5* — 10—20 г/л, хлоридные натриевые, метановые, брома до 50 мг/л, *6* — то же, брома до 100 мг/л); *7—9* — границы (*7* — между водами различной минерализации и состава, *8* — распространения водоносных отложений, *9* — распространения отложений, сформировавшихся в морских *М*, континентальных *К*, континентальных и морских *КМ* условиях); *10* — изотермы по подошве водоносных отложений (в °С); *11* — горно-складчатое обрамление АО

натно-хлоридными и сульфатно-хлоридными натриевыми с минерализацией 1—10 г/л, образующими полосу шириной до 200 км.

Воды с минерализацией 10—20 г/л распространены на западе и в центральной части АО, где развиты отложения морского и прибрежно-морского генезиса. Воды имеют хлоридный натриевый состав. Гидрокарбонаты содержатся в количестве 0,2—0,3 г/л. В Тазовской скважине (север АО) оно увеличивается

до 1 г/л. В водах присутствуют бром (до 40 мг/л), йод (до 20 мг/л), аммоний (до 40 мг/л).

Состав газов, растворенных в водах ВК, имеющих минерализацию более 5 г/л, преимущественно метановый. Содержание метана изменяется от 70 до 97 %. Азот преобладает только в восточных и юго-восточных районах, где ВК близко подходит к дневной поверхности. Тяжелые углеводороды отмечаются в очень небольших количествах (до 1 %), а содержание углекислого газа составляет 0,1—3 %.

Газонасыщенность растет от окраин области (0,002—0,003 л/л) к центру и далее на север (до 1,7 л/л). Вместе с тем для комплекса, как и для нижележащих ВК, почти повсеместно отмечается дефицит упругости газов. Это, на первый взгляд, противоречит факту существования газовых скоплений в сеноманских отложениях на севере АО. Такое несоответствие, по мнению Н. М. Кругликова, объясняется тем, что обстановки предельного газонасыщения вод в АО существуют непродолжительное время (со среднего плейстоцена).

Температура подземных вод изменяется от 4 °С на глубинах до 400 м на окраинах АО до 58 °С в интервале глубин 1—1,2 км (центральная часть Иртышского АБ). На востоке и севере АО температура подземных вод на одних и тех же глубинах значительно (на 10—12 °С) ниже, чем на западе.

Турон-нижнеолигоценовые ВУТ и ВК сложены преимущественно глинистыми отложениями морского и прибрежно-морского происхождения. Лишь восточнее меридиана г. Колпашево получили развитие континентальные фации. В краевых частях АО глинистая толща разделяется песчаными прослоями, а на юге и юго-востоке вдоль горно-складчатого обрамления полностью замещается галечными и песчано-алевритовыми отложениями позднемелового возраста. Наибольшая ширина полосы их распространения в Чулымо-Енисейском АБ достигает 700 км, на юге в Кулундино-Барнаульском, Иртышском и Тобольском АБ она не превышает 200 км, а в Приуральском АБ сокращается до 50 км.

Мощность ВУТ изменяется от 70 м на окраинах до 700 м в центре АО. Мощность ВК составляет 50—150 м. Долины рек вскрывают значительную часть разреза ВК. Водоносные линзы и горизонты, сложенные алевролитами, песками и песчаниками появляются только восточнее Колтогорско-Пуровского грабена, а также на большей части Тобольского и Иртышского АБ. В долинах рек скважины дают излив с избыточным давлением на устье 0,02—0,04 МПа. На водоразделах уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 5—30 м. Пьезометрическая поверхность водоносных горизонтов наклонена в сторону долин. Дебиты скважин равны 0,2—3 л/с при понижении уровня до 30 м. Воды — соленые, с минерализацией до 12 г/л, хлоридного натриевого состава с содержанием брома и йода до 30 и 5 мг/л соответственно. Состав растворенных газов — метановый и азотно-

метановый. Температура подземных вод изменяется от 10 до 30 °С.

Наибольшей обводненностью породы ВК отличаются в Чулымо-Енисейском АБ, где дебиты скважин достигают 7,6 л/с при понижении уровня на 5—20 м. В долинах рек часто отмечается самоизлив. Примерно такая же картина наблюдается в Кулундино-Барнаульском и Иртышском АБ. Дебиты скважин на правобережье р. Иртыша составляют 10—15 л/с при понижении уровня на 10—40 м. С удалением от Алтая водоносность пород значительно уменьшается.

В Тобольском и Приуральском АБ наиболее высокой обводненностью характеризуются опоки, особенно в долинах рек, где получили развитие сильно трещиноватые кремнистые их разности. Дебиты скважин здесь достигают 5 (иногда 13—20) л/с при понижении уровня на 10—20 м. На междуречьях глинистые разности опок обладают весьма слабой водоносностью. В Среднем Приуралье в тектонических впадинах, заполненных меловыми и палеогеновыми осадками, большинство скважин изливается с дебитом 1—2 (до 20) л/с.

Пресные воды широко распространены в пределах ВК, особенно в Чулымо-Енисейском и Кулундино-Барнаульском АБ. Полоса пресных вод шириной до 250 км прослеживается вдоль долины р. Енисея и шириной до 150 км вдоль горно-складчатого обрамления Урала. По долинам крупных рек (Тобол, Иртыш, Миасс и др.) на расстоянии в десятки километров протягиваются зоны опреснения подземных вод.

Состав пресных вод довольно пестрый. В южных районах, где ВК выходит на поверхность и сказываются процессы континентального засоления, наряду с водами гидрокарбонатного состава встречаются сульфатные и хлоридные. На глубинах более 200 м преобладают воды сложного анионного состава. В Чулымо-Енисейском АБ обычно вскрываются гидрокарбонатные натриевые воды. На остальной территории распространения ВК встречены соленые воды с минерализацией 1—15 г/л. Температура подземных вод комплекса обычно не превышает 20 °С (чаще 5—12 °С).

Олигоцен-неоген-четвертичный ВК имеет практически повсеместное распространение. В его сложении принимают участие разнозернистые пески, алевролиты и глины с прослоями бурых углей и лигнитов. Режим накопления осадков — континентальный (озерный, аллювиальный, болотный, а в четвертичном периоде, кроме того, ледниково-морской и эоловый, а вдоль Уральского и Енисейского бортов — ледниковый). Общая мощность комплекса увеличивается от нескольких десятков метров на окраинах до 800 м на севере и 400 м в центре АО.

Наибольшей обводненностью характеризуются олигоценовые отложения. В них формировались водоносные горизонты, имеющие причудливые контуры распространения, соответствующие рисунку речной сети и озерных котловин олигоцена. В разрезе

олигоцена снизу вверх выделяются горизонты: атлымский — мощностью до 80 м, новомихайловский — мощностью до 80 м, знаменский — мощностью до 90 м или их стратиграфические аналоги. Перечисленные горизонты залегают на эродированной поверхности чеганских глин. На ряде участков южной окраины АО олигоценовые долины насквозь прорезают нижележащий водоупор, образуя в нем своеобразные гидрогеологические окна, что приводит к опреснению нижележащих водоносных горизонтов.

В Тобольском АБ наибольшей производительностью (до 20 л/с) обладают скважины в атлымском горизонте, особенно в долинах рек. В Иртышском и Кулундино-Барнаульском АБ воды олигоценовых горизонтов напорные, скважины в долинах рек часто изливают. Более высокой обводненностью отличается атлымский горизонт на правобережье р. Иртыша, где дебиты скважин достигают 22 л/с. В атлымском, как и в других горизонтах олигоцена, водоносность отложений уменьшается с востока, от Алтая, на запад, к Казахской складчатой области. В восточных районах дебиты скважины в среднем составляют 1—3 л/с, а в Приказахстанье — десятые и сотые доли литра в секунду.

В Среднеобском АБ водоносные горизонты олигоцена являются напорными, в долинах при вскрытии их скважинами изливают с дебитом в несколько литров в секунду. Наибольшей обводненностью характеризуется знаменский горизонт.

Севернее 56° с. ш. в олигоценовых отложениях распространены пресные воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, южнее они часто имеют пестрый состав. Минерализация вод возрастает до 10 г/л на водоразделах. Если на правобережье р. Иртыша преобладают пресные воды, то в южном и юго-западном направлении, в сторону Казахского мелкосопочника, минерализация возрастает до 12 г/л. Состав соленых вод — сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Неогеновые отложения распространены южнее 58° с. ш. В них выделяется два — четыре, как правило, маломощных водоносных горизонта. Дебит скважин в Тобольском АБ не превышает 0,5 л/с при понижении уровня на 15 м и более. Повышенная обводненность наблюдается в Иртышском и Кулундино-Барнаульском АБ. Павлодарский горизонт, расположенный в нижней части разреза плиоцена, в долинах рек дает излив в скважинах, дебит которых составляет 0,5—1 л/с при понижении уровня на 10—15 м. Залегающий выше кустанайский горизонт имеет слабую водопосность. Кочковский горизонт, приуроченный к отложениям верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена, отличается хорошей обводненностью в юго-восточной части территории, примыкающей к Салаиру. Дебит скважин изменяется от 5 до 15 л/с при понижении 3—5 м. Подземные воды движутся в направлении долин рек и озерных котловин (Чаны, Кулундинское и др.), где происходит их разгрузка. С удалением от Салаира производительность скважин падает — при приближении

к Иртышу она не превышает 3 л/с при понижении уровня на несколько десятков метров, а на левобережье Иртыша в западных районах притоки уменьшаются до сотых долей литра в секунду.

Пресные воды в неогеновых горизонтах распространены в северных и восточных районах, а также вблизи пресноводных рек и озер. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный натриево-кальциевый. В южном направлении в них возрастает содержание сульфатов и хлоридов. На водоразделах Тобола, Ишима и на левобережье Иртыша преобладают солоноватые воды с минерализацией до 10 г/л, иногда встречаются соленые воды и рассолы с концентрацией солей до 50 г/л. Состав этих вод — сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Четвертичные отложения распространены повсеместно, но их водоносность крайне неравномерна. На севере АО эти отложения обычно полностью промерзшие.

В южных районах на формировании вод четвертичных отложений сказывается бедность атмосферными осадками и значительная испаряемость. Наиболее мощные потоки грунтовых вод приурочены к долинам крупных рек (Обь, Иртыш, Тобол и др.), где мощность аллювиальных песков достигает 30, иногда 60 м. Производительность скважин наиболее высокая в прибереговой части — до 25 л/с (в среднем 3—5 л/с) при понижении уровня 5—10 м.

Потоки грунтовых вод встречаются также в древних ложбинах стока. Особенно широкое развитие такие потоки получили на юге Кулундино-Барнаульского бассейна, где средне-верхнечетвертичные долины вытянуты в субмеридиональном направлении, имеют ширину 4—30 км и глубину вреза до 40 м. Дебиты скважин в них изменяются от 0,4 до 4 л/с.

Значительные площади — десятки тысяч квадратных километров занимают водоносные горизонты Среднеобского и Кулундино-Барнаульского АБ, залегающие в нижнечетвертичных отложениях мощностью 20—30 м. Производительность скважин здесь обычно составляет несколько литров в секунду.

Воды аллювиальных и озерных отложений обычно пресные, гидрокарбонатного кальциевого состава, довольно часто с повышенным содержанием железа. Последнее характерно для районов гумидного климата и широкого распространения заболоченных почв. Южнее широты г. Омска в условиях засушливого климата довольно часто, особенно на водоразделах, минерализация вод возрастает до нескольких, иногда 50 г/л. Состав вод становится сульфатно-хлоридным натриевым. Такая же картина наблюдается в котловинах соленых озер, широко распространенных в Кулундино-Барнаульском и на юге Тобольского АБ. Повышенной соленостью отличаются воды морских отложений, распространенные в северной половине АО. В районе Салехарда вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 6—32 г/л.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Инфильтрационный режим четко проявляется в верхней части гидрогеологического разреза, сложенной олигоцен-неоген-четвертичным ВК, а на окраинах АО и меловыми ВК. Инфильтрационное питание, по оценке В. А. Всеволожского [7], составляет на водоразделах до 0,01, на склонах 0,1—0,5, а на надпойменных террасах 1—2 л/(с·км²). Время водообмена на придолинных участках Тобольского АБ составляет в эоценовых опоках 1—22 тыс. лет, в олигоценовых песчаниках — 0,5—12,5 тыс. лет, а в песках неоген-четвертичного возраста — 0,1—2,5 тыс. лет. В голоцене инфильтрационные воды проникли на глубину 400—800 м на окраинах АО, где отсутствуют региональные водоупоры, и на глубину до 200 м в центральной части территории.

Роль складчатых областей, окружающих АО, различна. Наиболее благоприятные условия для подтока вод из складчатого фундамента в готерив-барремские, а иногда и альб-сеноманские отложения, наблюдаются в Кулундино-Барнаульском АБ. По данным С. В. Егорова, такой переток происходит по зоне Иртышского разлома. Поступление вод фундамента в вышележащие комплексы мезозоя фиксируются также в районе Каменского выступа Алтая, в Тюменском районе Зауралья и других местах. Роль Уральской складчатой системы в питании подземных вод чехла АО, как правило, весьма ограничена, поскольку разрывные нарушения фундамента ориентированы перпендикулярно к направлению подземного стока и выполняют роль подземных дрен. Со стороны Казахской складчатой области подземного стока из фундамента практически не наблюдается вследствие скудности водного питания. На восточной границе АО подземный сток с Енисейского кряжа перехватывается долиной р. Енисея.

Инфильтрационный режим захватывал в прежние геологические эпохи и более древние ВК, ныне залегающие на значительных глубинах. Но в гидрогеологической истории АО важную роль играли также литогенные процессы. Направленность движения подземных вод менялась во времени в соответствии со сменами инфильтрационного и литогенного режимов. Уплотнение глинистых толщ сопровождалось отжатием вод в коллекторы, а на последних этапах — появлением трещиноватости в этих толщах. Из верхнеюрских глин основной объем поровых вод был отжат в барреме-апте, а на территории Северо-Сосьвинского вала отжатие продолжалось до позднего мела — палеогена. Процесс отжатия вод из глинистых толщ верхнего мела — палеогена продолжается с разной интенсивностью в различных структурах АО. Нисходящее движение литогенных вод способствовало сохранению углеводородных залежей, а восходящее — их перемещение в более молодые отложения.

В юрском ВК элизионные процессы завершены, и давление в большинстве районов близко к нормальному гидростатиче-

скому. Верхнеюрско-средневаланжинская ВУТ достаточно надежно изолирует этот комплекс от вышележащих. Исключение представляют районы Ханты-Мансийской впадины, и особенно вдоль зоны Колтогорско-Пуровского грабена, где установлены гидродинамические аномалии. На их формирование оказывают влияние внедрение из фундамента углекислого газа, значительное повышение температуры и неотектонические движения. В этих районах установлен переток из юрского ВК в вышележащие, что фиксируется появлением рассолов в нижнемеловых ВК.

Меловые ВК, видимо, в той или иной степени испытывают воздействие элизионных процессов, что сказывается на повышении напоров подземных вод в Ханты-Мансийской и Надымской впадинах, обладающих наибольшими мощностями глинистых толщ. Большинство исследователей сходятся в том, что преобладает вертикальное перемещение подземных вод по зонам трещиноватости, тектонических нарушений и опесчанивания разреза под действием как тектонических, так и литогенных процессов.

В меловых ВК наблюдаются в основном два типа изменения положения напоров с глубиной — снижение отметок уровней и примерно равное их соотношение. Наиболее высокие пьезометрические отметки характерны для альб-сеноманского ВК. В ряде районов пьезомаксимумы отмечаются и в валанжин-готерив-барремском ВК. В альб-сеноманском ВК пьезометрическая поверхность приближается по своей конфигурации к земной.

Хотя снижение пьезометрической поверхности юрского и меловых ВК направлено от горно-складчатого обрамления к центру АО и на север, в сторону Карского моря, указывая тем самым на определенную направленность движения подземных вод, анализ материалов показывает, что динамика вод имеет более сложный характер. Во-первых, на северо-востоке АО пьезометрические отметки меловых ВК устанавливаются на несколько десятков метров ниже уровня океана. По этой причине Карское море не может в полной мере реализовать свою дренирующую роль, а существование пьезоминимума, видимо, отражает влияние несбалансированных процессов — колебания уровня Мирового океана в четвертичном периоде и глубокого промерзания земных недр в эпохи похолоданий и регрессий. Во-вторых, уклоны пьезометрической поверхности меловых и юрских ВК настолько малы, что они вряд ли могут обеспечить продвижение вод на тысячи километров и сколько-нибудь ощутимые скорости движения подземных вод в сторону моря.

Более определенной является картина динамики подземных вод в верхней части гидрогеологического разреза. Разгрузка подземных вод происходит в долинах рек и в котловинах озер. Причем дренирующее влияние гидросети может фиксироваться на глубинах 500—600 м и более в зависимости от глубины вреза и ширины долин. Разгрузка подземных вод через водоупоры носит рассредоточенный и часто скрытый характер. В частности,

источники соленых вод фиксируются в основном на севере АО, в долине р. Сосьвы. По данным Н. Н. Буровой, на юге АО на расстоянии 450 км от палеозойского обрамления через палеоген-верхнемеловую толщу разгружается примерно до 80 % вод альб-сеноманского ВК, поступивших в области его питания.

В краевых частях АО на участках глубоко врезанных долин Оби, Иртыша и других рек удельная разгрузка подземных вод достигает 15 л/(с·км²) (Чулымо-Енисейский АБ).

Средний годовой слой подземного стока в различных широтных зонах изменяется от 10 мм на юге Иртышского и на севере Тазо-Енисейского и Надым-Обского АБ до 100 мм в Среднеобском и Чулымо-Енисейском АБ. Эксплуатационные запасы подземных вод, рассчитанные по методике ВСЕГИНГЕО, изменяются от 0,1—0,8 в южных районах и Зауралье до 5—6,4 л/(с·км²) в Чулымо-Енисейском и Среднеобском АБ. Практически используются обычно до 8 % эксплуатационных запасов, но на юге АО есть районы, плохо обеспеченные пресными подземными водами.

Особенности региональной гидрогеохимии. Зона пресных вод располагается в верхней части разреза, преимущественно, в олигоцен-неоген-четвертичном ВК (рис. 27). Их состав преимущественно гидрокарбонатный с различным сочетанием катионов. В южных районах наряду с гидрокарбонатами появляются хлориды и сульфаты. На окраинах АО нижняя граница пресных вод опускается в палеогеновые и мезозойские ВК. В частности, в Тобольском АБ пресные воды встречены в эоценовых опоках и меловых песках на бортах крупных речных долин. Такая же картина наблюдается в Зауралье. В Кулундино-Барнаульском ВК и особенно на востоке АО пресные воды широко распространены в меловых ВК. Для этих районов характерна максимальная мощность зоны пресных вод 0,6—1,8 км. Это явление должно быть особо отмечено, поскольку оно является уникальным. Образование мощной зоны пресных вод в этом районе объясняется длительным, практически на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, сохранением континентальных условий осадконакопления. Причем все это время существовали пресноводные бассейны, накапливались осадки и пресные воды, стекавшие с Алтайской и Енисейской складчатых областей.

Ниже пресных вод расположена зона соленых вод (1—35 г/л), которая имеет самое широкое распространение в гидрохимическом разрезе, захватывая в той или иной степени все ВК. Мощность зоны в пределах чехла возрастает от окраин АО к центру и далее на север с первых сотен метров до 4 км. Состав вод гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Эти воды имеют в основном седиментогенное происхождение. Они образовались в морских бассейнах, как правило, пониженной солености. Преобразование их состава происходило под влиянием отжима вод из глинистых толщ, многократного внедрения обычно пресных инфильтрационных вод и глубинных флюидов,

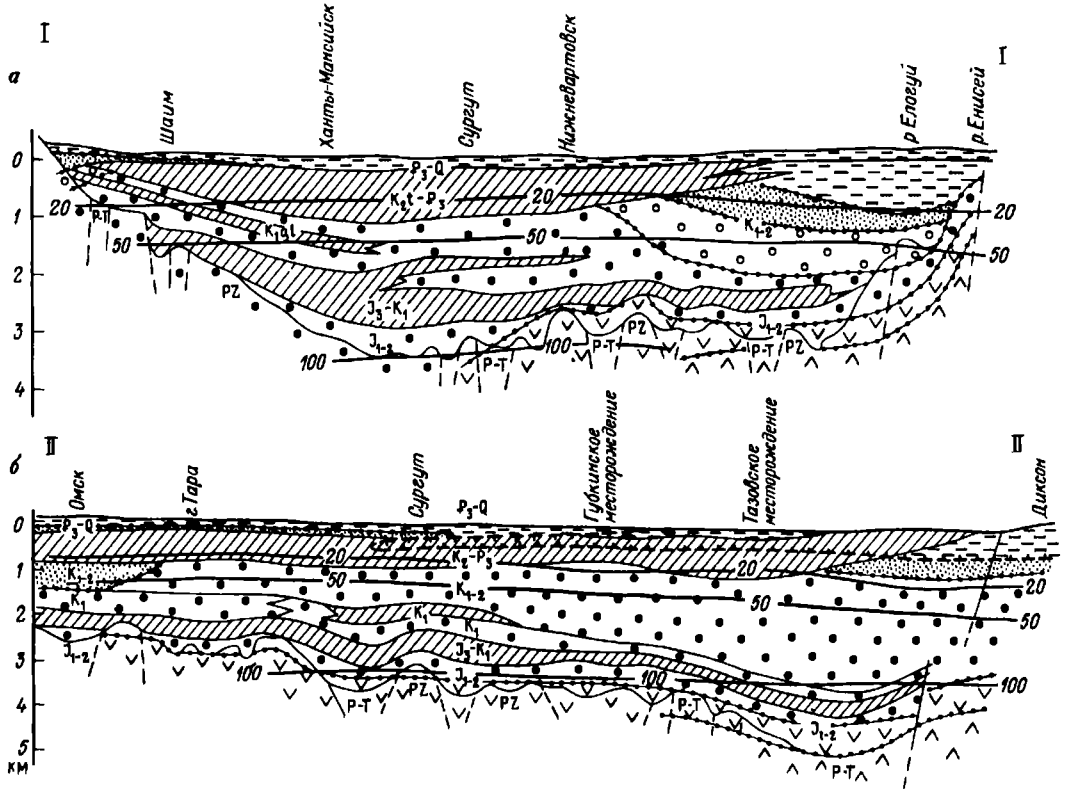


Рис. 27. Широтный (*а*) и меридиональный (*б*) профили Западно-Сибирской артезианской области (см рис. 22).

Условные обозначения см. на рис. 17

а также разнообразных физико-биогеохимических процессов. Для этих вод характерны отсутствие сульфат-иона, незначительное содержание магния (до 70 мг/л), присутствие в больших количествах кальция (до 2,5 г/л), обогащенность гидрокарбонат-ионом. Как отмечалось выше при описании различных ВК, наибольшие концентрации гидрокарбонат-иона отмечены в районах внедрения углекислого газа из фундамента.

В южных районах Западно-Сибирской АО, где климат становится аридным, с севера на юг наблюдается следующая смена состава грунтовых вод: HCO_3-Ca→HCO_3-Na→SO_4-Cl-Na→Cl-Na. Континентальное соленакопление в верхних водоносных горизонтах способствует образованию соленых вод пестрых как по составу (преобладают сульфаты и хлориды натрия), так и по минерализации (5—20 г/л).

Разгрузка подземных вод в озерных котловинах на юге АО приводит к образованию соленых, часто самосадочных озер. Состав отлагающихся солей разнообразен — гипс, галит, сода. По запасам соды в озерных котловинах Кулундинская степь, например, занимает одно из первых мест в СССР.

Зона рассолов залегает в самой нижней части разреза — в юрском ВК и породах складчатого фундамента. Установлено, что рассолы занимают территорию, имеющую форму треугольника, нижняя сторона которого проходит по линии г. Тара — низовье р. Чулыма, а вершина находится в верховьях р. Пура. Через западную часть треугольника проходит Колтогорско-Пуровский грабен. Наибольшую площадь рассолы занимают в палеозойском фундаменте, выше по разрезу ее размеры уменьшаются. В пределах верхнеюрско-среднеаланжинской ВТ рассолы вскрываются в отдельных скважинах в нижней части толщи. Состав рассолов — хлоридный натриевый и кальцисво-натриевый.

По поводу происхождения рассолов высказано несколько точек зрения, среди которых наиболее обоснованной представляется позиция С. И. Смирнова, Н. М. Кругликова, А. А. Розена и др., доказывающих поступление рассолов в чехол из палеозойских образований фундамента.

А. А. Розен выделяет четыре типа гидрохимических разрезов: 1) восточная часть Среднеобского АБ, где отмечается рост минерализации с глубиной и скачкообразное ее увеличение в нижней части юрского ВК; 2) западная часть Среднеобского АБ, для которого характерна примерно одинаковая и относительно небольшая (8—20 г/л) минерализация вод мезозойских отложений; 3) Иртышский АБ, где увеличение минерализации вод с глубиной происходит постепенно до 35 г/л в основании чехла АО; 4) Тазо-Енисейский АБ, в котором установлены сначала уменьшение минерализации вод с глубиной, а затем, в юрском ВК на глубинах более 3 км, скачок до 53 г/л.

Во втором и четвертом типах разреза в интервалах глубин 1—3 км проявляется полная гидрохимическая инверсия. Причем наряду с характерным для нее изменением состава вод наблюда-

ются увеличение содержания водорастворимых органических веществ и изменение соотношения в содержании Br>I>B вверху на Br<I<B внизу разреза. Образованию гидрохимических инверсий способствует отжатие вод с пониженной минерализацией из глин. Внедрение углекислого газа из фундамента способствует обогащению вод щелочами и выносу органических веществ из глин. В зонах гидрохимических инверсий наблюдается накопление углеводородов.

В то же время отмечается, что в крупных нефтегазоносных районах установлены максимальные концентрации брома (первый и третий типы разреза), йода и бора (второй и четвертый типы разреза), хотя природа их образования различна. Содержание брома увеличивается с ростом минерализации вод и обычно с глубиной. Тем самым устанавливается связь солености бассейна осадконакопления с накоплением брома в подземных водах. Вместе с тем в последних наблюдается «избыточное» (на 30—50 %) содержание брома по сравнению с его концентрацией в морской воде аналогичной минерализации. Это явление, по мнению Л. Г. Учителевой [39], может быть объяснено разложением органического вещества и поступлением брома из глинистых толщ вместе с отжимаемыми иловыми водами. Источником накопления йода в подземных водах являются органические соединения морского генезиса. Концентрации йода более 30 мг/л оказались приуроченными к газовым месторождениям на севере АО.

Образование бора также связано с органическим веществом. Об этом свидетельствуют совпадения повышенных концентраций бора в подземных водах (более 80 мг/л) и нефтяных месторождений в некоторых отложениях Нижневартовского свода. Различие в генезисе брома и йода объясняется тем, что максимумы концентраций этих элементов наблюдаются в разных стратиграфических горизонтах — в палеозое и юре у брома, в готерив-барреме у йода (табл. 5).

Из других компонентов, встречаемых в водах Западно-Сибирского АО, отметим следующие: аммоний, накапливающийся в количестве до 90 мг/л в условиях затрудненного водообмена и высоких температур (70—100 °С); калий, содержание которого увеличивается до 1 г/л с ростом минерализации до 80 г/л; ор-

Таблица 5. **Данные о содержаниях (мг/л) брома и йода в подземных водах**

Возраст вмещающих пород	Бром	Йод
Олигоцен-неоген-четвертичный	0—26	0—7
Позднемеловой	1—70	0,6—8
Раннемеловой	25—105	3—55
Юра	2—165	1—45
Палеозой	30—208	0—18

ганические кислоты, количество которых возрастает в водах юрских и нижнемеловых отложений от окраины к центру и далее на север до 3 г/л.

В водах Западно-Сибирской АО отмечены также повышенные концентрации железа (от нескольких до 150 мг/л во всех ВК), кремнекислоты (до 400 мг/л в водах нижнемеловых и юрского ВК на востоке АО).

В верхней части разреза распространены кислородно-азотные газы воздушного происхождения. Газонасыщенность вод не превышает 0,002 л/л. Ниже этой зоны до регионального водоупора турон-раннеолигоценового возраста распространена зона азотных вод. Азот имеет воздушное происхождение, газонасыщенность колеблется в пределах 0,02—0,04 л/л.

Зона азотно-метановых вод вытянута узкой полосой вдоль контура турон-нижнеолигоценовой ВУТ, залегая в основном ниже водоупора. Генезис азота — преимущественно биогенный, газонасыщенность увеличивается до первых сотен кубических сантиметров на литр.

Зона метановых вод является главенствующей. Ее мощность достигает нескольких километров. От окраин к центру содержание метана возрастает до 99 %. Сопутствует метану азот биогенного происхождения. В центре и в северных районах АО появляются тяжелые углеводороды, содержание которых возрастает в юрском ВК до 5 %. В нижних горизонтах чехла и в фундаменте нередко отмечаются углекислый газ и водород. Как правило, они обнаруживаются на участках тектонических нарушений.

Газонасыщенность в зоне метановых вод растет с глубиной к центру и северу АО, где достигает 3 л/л. На севере АО низкие температуры и высокие давления способствуют образованию кристаллогидратов газов. Отношение He/Ar на окраинах АО обычно не превышает 0,001, в зоне распространения азотных газов возрастает до 0,04, а в наиболее глубоко погруженных горизонтах юрского и нижнемеловых ВК достигает 4.

Особенности региональной гидрогеотермии. В пределах области развития многолетней мерзлоты, которая располагается севернее 60° с. ш. на западе и 56° с. ш. на востоке АО, выделяются три района: 1) северный, со сплошной зоной мерзлоты мощностью от 250 до 500 м и температурой пород до —10 °С; 2) срединный, с двухслойным строением разреза — верхний слой мерзлых пород залегает до глубины 80 м, а нижний находится в интервале 150—300 м, между ними располагается талая зона; температура пород до —5 °С; 3) южный, с реликтовой мерзлотой, сохранившейся на глубинах 150—450 м; в долинах крупных рек мерзлые породы отсутствуют.

Зона холодных (0—20 °С) вод имеет мощность 250—400 м на западе, 600—900 м на севере и до 1000 м на юго-востоке. Мощность зоны теплых (20—35 °С) вод составляет 200—400 м. Наиболее широкое распространение в АО получили горячие (35—100 °С) воды, мощность зоны которых достигает 2 км. Зона пере-

гретых (более 100 °С) вод развита в центральных районах АО в юрском ВК и складчатом фундаменте, верхняя граница зоны проходит на глубинах 1,8—3 км.

Глубокое охлаждение недр на севере АО, образование и последующая деградация многолетней мерзлоты оказали сильное воздействие на температурный режим подземных вод. Вместе с тем, важную теплоизолирующую роль выполняют мощные глинистые водоупоры, которые способствуют сохранению термальных вод и их относительно неглубокому залеганию во многих районах.

Глава 13
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ПРИАРАЛЬСКОЙ АРТЕЗИАНСКОЙ ОБЛАСТИ

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОДОУПОРЫ

В соответствии с геолого-структурными особенностями (рис. 28) в пределах АО выделяются: Тургайский, Чу-Сарысуйский, Сырдарьинский, Амударьинский, Южно-Таджикский и Устюртский артезианские бассейны (рис. 29). Их границы в основном совпадают с границами соответствующих отрицательных структур.

Гидрогеологические условия Туранской плиты определяются следующими особенностями: 1) значительными размерами территории — площадь около 1,8 млн. км^2, протяженность по меридиану 1900 км и по широте 1500 км; 2) равнинным рельефом, осложненным бугристо-грядовыми формами эолового генезиса, уступами высотой несколько десятков метров на окраинах плато и врезами речных долин до 40 м; 3) резко континентальным климатом, который характеризуется малым количеством осадков (от 100 мм в год на юге до 300 мм на севере), высокой испаряемостью (до 2500 мм в год), постоянным направлением ветров и исключительной активностью ветровых процессов, способствующих образованию эоловых форм рельефа и переносу огромных масс солей и минеральных веществ; 4) преобладанием степного, полупустынного и пустынного ландшафтов; 5) приуроченностью значительной части территории АО (около 95 %) к бессточной области Аральского моря, имеющей площадь 6800 км^2 при средней глубине 15,5 м и средней минерализации вод 5—9 г/л; 6) наличием горных сооружений, почти со всех сторон обступающих АО, среди которых особенно важную роль играют Тянь-Шань, Алай и Памир, являющиеся областями питания рек и подземных вод на восточной окраине АО, а также регулирующие перенос воздушно-водяных масс в атмосфере; 7) транзитным характером речных потоков, формирующихся преимущественно в результате таяния снега и льда в горных областях на востоке, и обычно не получающих подземного питания непосредственно на территории АО;

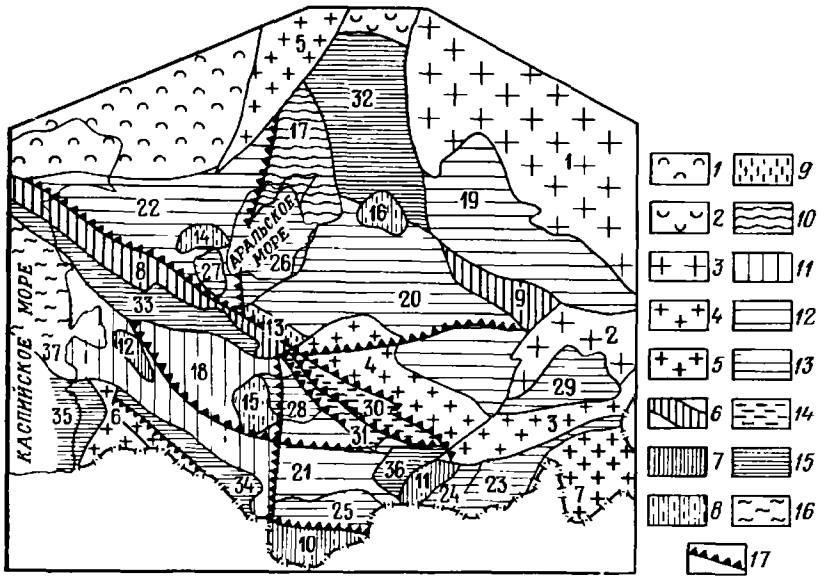


Рис. 28 Схема структурно-тектонического районирования Туранской плиты и сопредельных территорий.

Плиты: *1* — Восточно-Европейская. *2* — Западно-Сибирская; *складчатые области*: *3* — сложенные каледонидами (1 — Казахская, 2 — Северо-Тянь-Шаньская), *4* — сложенные герцинидами (3 — Южно-Тянь-Шаньская, *4* — Центрально-Кызылкумский массив, 5 — Уральская), *5* — сложенные альпидами (6 — Копетдагская, 7 — Памирская); *положительные структуры*: *6* — гряды (8 — Мангышлакская-Центрально-Устюртская, 9 — Каратауская), *7* — поднятия (10 — Карабиль-Бадхызское, 11 — Кугитангское, 12 — Туаркырское), *8* — валы (13 — Султануиздагский, 14 — Актумсукский), *9* — своды (15 — Центрально-Каракумский, 16 — Нижнесырдарьинский, или Джусалинский), *10* — Северо-Аральская система дислокаций (17), *11* — Туркменская антеклиза (18); *отрицательные структуры*: *12* — синеклизы (19 — Чу-Сарысуйская, 20 — Сырдарьинская, 21 — Амударьинская, 22 — Устюртская), *13* — впадины (23 — Южно-Таджикская, 24 — Сурхандарьинская, 25 — Мургабская, 26 — Восточно-Аральская, 27 — Барсакельмесская, 28 — Заунгузская, 29 — Ферганская), *14* — ступени (30 — Бухарская, 31 — Чарджоуская), *15* — прогибы (32 — Туранский, 33 — Предмангышлакский, или Южно-Мангышлакский-Устюртский желоб, 34 — Предкопетдагский, 35 — Западно-Туркменский, 36 — Предюжногиссарский), *16* — Восточно-Каспийская моноклиналь (37); *17* — наиболее крупные региональные тектонические нарушения

8) зональностью распределения поверхностного стока — его модули в горных областях достигают 25 л/(с·км²), а в равнинных — не превышают 0,1 л/(с·км²); 9) преимущественно песчано-глинистым разрезом чехла, в котором соленосные отложения получили развитие на юге АО в верхнеюрской толще; 10) широким распространением промежуточного этажа фундамента, в котором могут быть встречены пластовые воды и соленосные отложения (верхний девон и нижняя пермь); 11) широким распространением, особенно на юге АО, активных тектонических нарушений, с которыми связаны разнообразные гидрогеологические аномалии.

Водоносность пород фундамента изучена весьма слабо. Больше всего данных имеется по сопредельным горным областям и гидрогеологическим массивам, расположенным внутри АО. В этих

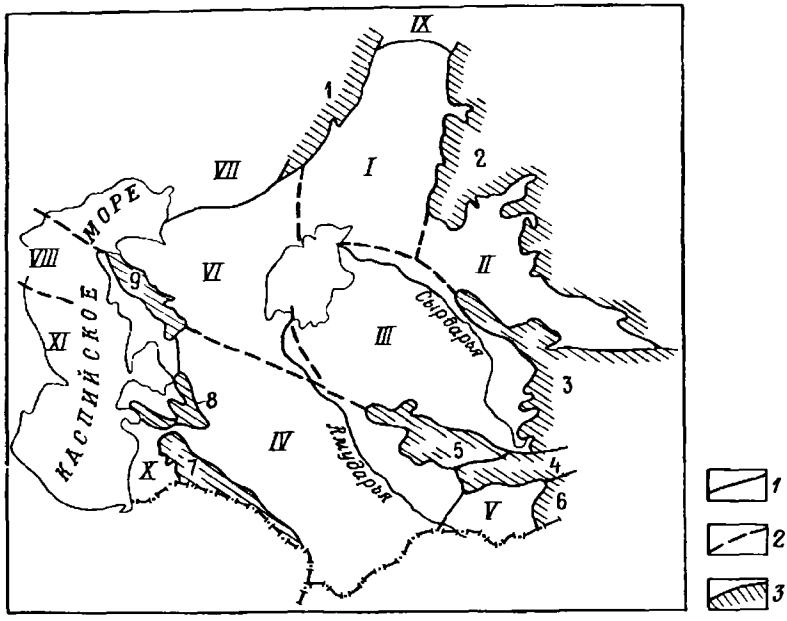


Рис. 29. Схема гидрогеологического районирования Приаральской артезианской области.

1 — граница АО; *2* — границы артезианских бассейнов; *3* — складчатые области. *Артезианские бассейны Приаральской области:* *I* — Тургайский; *II* — Чу-Сарысуйский; *III* — Сырдарьинский; *IV* — Амударьинский; *V* — Южно-Таджикский; *VI* — Устюртский; *артезианские бассейны, граничащие с Приаральской АО:* *VII* — Прикаспийский АБ Восточно-Европейской АО; *VIII* — Средне-Каспийский АБ Каспийско-Черноморской АО; *IX* — Тобольский АБ Западно-Сибирской АО; *X* — Закаспийский АБ; *XI* — система латеральных и меднальных АБ Большого Кавказа. *Гидрогеологические складчатые области:* 1 — Уральская; 2 — Казахская; 3 — Тянь-Шаньская; 4 — Гиссаро-Алайская; 5 — система малых АБ и гидрогеологических массивов Центральных Кызылкумов; 6 — Памирская; 7 — Копетдагская; 8 — Туаркырская; 9 — Мангышлакская

районах фундамент выходит на поверхность и характеризуется весьма неравномерной водоносностью. Наибольшей обводненностью отличаются зоны закарстованности карбонатных пород и тектонических нарушений.

Крупные блоки закарстованных известняков верхнего, реже среднего палеозоя встречены в Центральных Кызылкумах, Каратау, отрогах Гиссарского хребта. В них отмечаются интенсивная трещиноватость, раздробленность и закарстованность. Дебиты отдельных источников достигают 100 л/с и более, в большинстве случаев дебит нисходящих источников составляет 0,5—1 л/с. В ряде районов (Губабергинский и Букантауский массивы) отмечаются источники восходящего типа с постоянным режимом. Производительность скважин колеблется в пределах нескольких литров в секунду, иногда возрастая до 40 л/с.

В фундаменте прослеживаются многочисленные тектонические нарушения различной протяженности. Многие из них фиксируются

источниками, иногда термоминеральными (Северный Тянь-Шань). Дебиты источников обычно невелики — до 0,7 л/с, а водопритоки в скважины достигают 3, иногда 20—42 л/с.

Зона выветривания различных типов метаморфических и магматических пород в районах выхода их на поверхность обводнена слабо: дебиты источников и расходы скважин обычно не превышают 1 л/с. Несколько повышенная водоносность наблюдается в интрузивных породах, а минимальная — в сланцах.

С погружением фундамента водоносность пород заметно уменьшается, но общие закономерности, отмеченные выше, сохраняются. Наибольший приток (20 л/с) был получен в девонских известняках на глубинах 1,2—1,3 км (район г. Ташкента). Породы нижнего структурного этажа фундамента обычно характеризуются слабой обводненностью: производительность скважин не превышает 0,8 л/с. В районах распространения промежуточного этажа фундамента могут быть вскрыты высоконапорные и хорошо обводненные горизонты пластовых трещинных вод. К таким районам относится Кокпансорская впадина в Чу-Сарысуйском АБ, где распространены терригенно-соленосные и карбонатные породы девона — перми, а также Устюртский и Амударьинский АБ, где вскрываются карбонатно-терригенные отложения перми и триаса.

Пьезометрические уровни подземных вод пород фундамента снижаются от окраин к центру АО. Самоизлив с дебитом до 14 л/с из триасовых отложений отмечен на северной окраине Аральского моря. Одновременное с падением уровней увеличивается минерализация подземных вод. Если в районах выхода фундамента на поверхность распространены пресные и слабосолоноватые воды, то с погружением на расстоянии нескольких десятков километров от окраины АО, как правило, вскрываются соленые воды и рассолы. Исключение представляет лишь Сырдарьинский АБ, где зона пресных вод прослеживается на бо́льшие расстояния. Максимальная минерализация (до 300 г/л) характерна для Амударьинского АБ, где рассолы имеют хлоридный кальциево-натриевый состав. В Заунгузской впадине, например, на глубине 2 км в пермо-триасовых отложениях вскрыты рассолы с минерализацией до 184 г/л. В Устюртском АБ на Актумском валу на глубинах 2—2,5 км воды имеют минерализацию 70—90 г/л, а в Аламбекской структуре в интервале 3084—3154 м — 171 г/л.

В чехле АО выделяется пять основных водоносных комплексов: юрский, нижнемеловой, альб-сеноманский, турон-сенон-палеоценовый и верхнеолигоцен-неоген-четвертичный. Между ними располагаются четыре разделяющие водоупорные толщи: верхнеюрская, нижнеальбская, туронская и эоцен-олигоцен-нижнемиоценовая. Выделяемые ВК и ВУТ не выдержаны в стратиграфическом отношении и не имеют повсеместного распространения. Наиболее полно представлен разрез в Амударьинском АБ, содержащем все основные ВК и ВУТ. Выпадают из разреза некоторые нижние ВК и ВУТ в Сырдарьинском, Тургайском и Чу-Сарысуйском АБ.

а
Каспийское море
Аральское море
Сырдарья
Амударья
1
2
3
4
5
6
7
8
9
б
Каспийское море
Сырдарья
Амударья

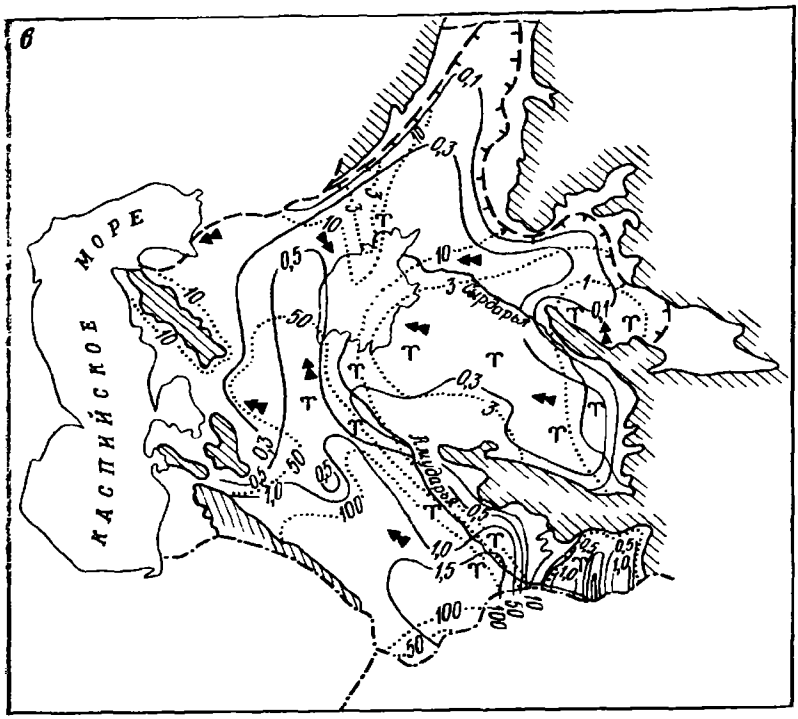


Рис. 30. Схематические карты юрского (*а*), нижнемелового (*б*) и турон-сеноп-палеоценового (*в*) водоносных комплексов Приаральской АО.

1, 2 — границы Приаральской артезианской области с другими АО и со складчатыми областями соответственно; *3, 4* — площади распространения ВК и верхнеюрской соленосной толщи соответственно; *5* — изолинии мощности водоносного комплекса, км; *6* — изолинии минерализации подземных вод, г/л; *7* — направления движения подземных вод; *8* — районы самоизлива скважин; *9* — граница горно-складчатого обрамления

Юрский ВК повсеместно распространен в южной и западной частях АО, проникая на юг Тургайского АБ и на северо-запад Сырдарьинского АБ (рис. 30, *а*). В сложении комплекса принимают участие преимущественно терригенные отложения морского (на юге) и континентального (остальные районы) происхождения. Среди них наиболее широко представлены песчаники и алевролиты, пересланвающиеся с углями, глинами и мелкогалечными конгломератами. В верхней части разреза на юге АО появляются известняки верхней юры. Мощность ВК возрастает от первых сотен метров в северных районах АО до 2 км на юге. Глубина залегания комплекса увеличивается от окраин АО к центру Амударьинского АБ, где она достигает 4 км.

Водоносность юрских отложений лучше всего изучена в районах их выхода на поверхность (окраины Южно-Таджикского и Амударьинского АБ). В известняках наблюдается карст, с которым связаны крупные источники с дебитом до 990 (пос. Ходжа-Кайнар)

и 200 л/с (пос. Ходжа-Ипак). С глубиной обводненность быстро падает, даже из известняков притоки не превышают 1 л/с, а в отдельных случаях их вообще не получают. Среди терригенных отложений, обычно относящихся к нижней и средней юре, несколько повышенная обводненность отмечается в районах развития песчано-алевритовой толщи, прослеживающейся примерно по меридиану Аральского моря и на востоке АО. Но и здесь производительность скважин не превышает 40 м³/сут, лишь изредка достигая 200 м³/сут. (Андыген, Южно-Таджикский АБ). В районах распространения алеврито-глинистых пород притоки еще меньше.

В разрезе ВК обычно выделяется несколько водоносных горизонтов, разделенных глинистыми прослоями. Например, на Каганском поднятии (северо-восток Амударьинского АБ) в интервале глубин 1020—1550 м вскрыто четыре водоносных горизонта мощностью 6—30 м. Пьезометрические уровни установились на глубине 25—54 м. В большинстве скважин, вскрывших ВК, уровни не достигают поверхности земли и находятся на глубине до 170 м. Исключения наблюдаются в сводовых частях ряда структур, стратиграфических и литологических ловушках центральной части Амударьинского АБ, где отмечаются аномально высокие пластовые давления и получают фонтаны газов и воды. Приток газа достигает 500 тыс. м³/сут.

Пьезометрическая поверхность ВК снижается от отметок 500—600 м на юго-востоке АО до 200 м в центре Амударьинского АБ, 0—50 м и ниже на территории Аральского моря. Разгрузка подземных вод ВК и их переток в вышележащие комплексы фиксируются в зонах разрывных нарушений и выклинивания водоупоров (Гаурдак, Сернозаводская зона и др.).

Последовательная смена пресных вод солеными, а затем рассолами с погружением ВК наблюдается лишь на юго-востоке АО. Пресные воды занимают значительную площадь в Сырдарьинском АБ и узкой полосой прослеживаются на востоке Амударьинского и на севере Южно-Таджикского АБ. Для их состава характерно высокое содержание сульфатов. Соленые воды со всех сторон окаймляют АО. Наибольшая ширина зоны их распространения наблюдается на севере.Соленые воды имеют сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый состав. На остальной территории ВК получили развитие рассолы хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава. Наибольшая минерализация рассолов (до 400 г/л) наблюдается на юго-востоке АО в пределах контура распространения верхнеюрской соленосной толщи.

С повышением минерализации растет содержание хлоридов кальция, брома (до 850, иногда 2000 мг/л), калия, стронция, железа. В рассолах также отмечается присутствие йода (2—30, до 75 мг/л), аммония (до 300 мг/л), водорастворимой органики (3—10 мг/л), свинца и других элементов.

Газы азотного состава распространены в водах окраин АО, которые расположены вблизи областей современной инфильтрации. По мере удаления от них состав газа меняется на метаново-азот-

ный и метановый. В этом же направлении с погружением ВК растут концентрации тяжелых углеводородов (до 10 % и более) и гелия, а также величина общей газонасыщенности пластовых вод (часто более 1 л/л), а на участках газовых месторождений более 3 л/л. В верхней части ВК в карбонатно-гипсоносных отложениях непосредственно под галогенной покрышкой кимеридж-титона на глубинах 2—4,5 км часто формируются газы и воды, содержащие сероводород (рис. 31). Содержание сероводорода в газах достигает 6,5 %, а в водах 1,6 г/л. Интересно отметить, что в водах фиксируются довольно высокие концентрации сульфатов (до 12 г/л), что свидетельствует об активном воздействии метана на сульфатсодержащие породы в условиях высоких температур (100—150 °С, возможно, до 200 °С), что приводит к накоплению сульфатиона и сероводорода. Возможно, что с этими же процессами связано образование углекислых вод. Например, на Денгизкульском

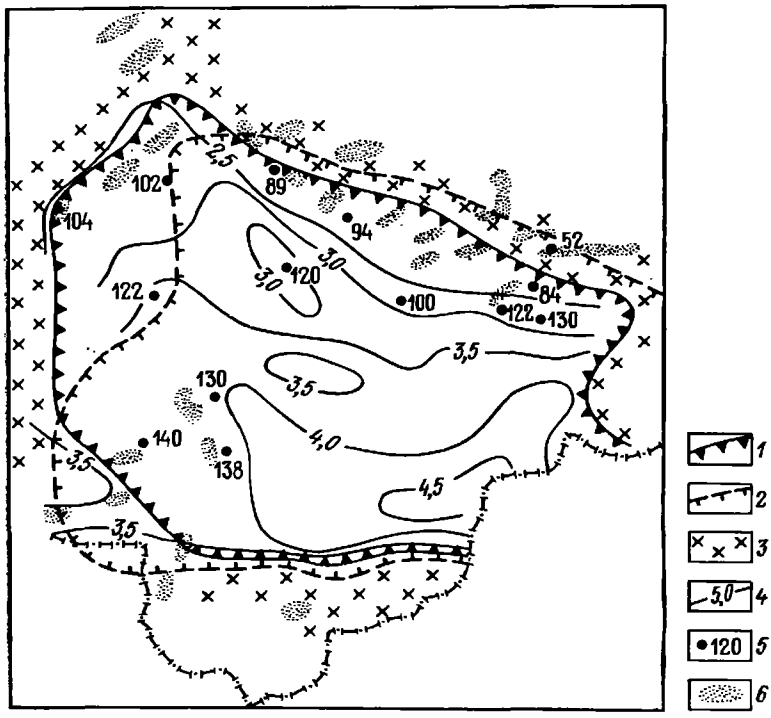


Рис. 31. Влияние верхнеюрской соленосной толщи на закономерности распространения сероводородных вод, нефтяных и газовых месторождений.

1 — граница выклинивания верхнеюрской соленосной толщи; *2* — контуры распространения сероводородных вод в верхнеюрских отложениях; *3* — область интенсивного перетекания из юрского ВК в вышележащие; *4* — изоглубины залегания юрских известняков, км; *5* — температура подземных вод карбонатных отложений верхней юры, °С; *6* — газовые и нефтяные месторождения

поднятии (северо-восток Амударьинского АБ) концентрация углекислоты достигает 1100 мг/л. Разгрузка сероводородных вод в приповерхностных зонах является причиной образования месторождений самородной серы (Гаурдак).

Температурные особенности ВК зависят в основном от глубины его погружения: на окраинах АО распространены холодные воды, на глубинах около 1 км температура вод возрастает до 50 °С, а на глубине 2,5 км — до 100 °С. Положительные температурные аномалии отмечаются на участках разгрузки подземных вод.

Верхнеюрская ВУТ распространена на юго-востоке АО, захватывает Мургабскую и Таджикскую впадины и сопредельные территории (см. рис. 31). Ее стратиграфическое положение соответствует гаурдакской свите, относящейся к киммеридж-титону и имеющей трехъярусное строение: внизу — ангидриты, в середине — каменная соль, сверху — покровные ангидриты. В наиболее типичных разрезах свиты ангидриты составляют примерно 50 %, каменная соль — 40 %, сильвинит — 7 %, терригенные образования — 3 %. Переслаивание чистых солей и солей, обогащенных карбонатно-глинистым материалом, имеет ритмичный характер, что свидетельствует о неоднократной смене условий соленакопления. Горизонты калийных солей тяготеют к юго-западным отрогам Гиссарского хребта. Общая мощность отложений гаурдакской свиты достигает наибольших значений (до 900 м) на юго-востоке Мургабской впадины и в центре Таджикской депрессии. В последней наблюдается соляной диапиризм — на западе простые куполa с закрытыми соляными штоками на глубине, а на востоке — грибовидные покровы на поверхности.

В западном и северном направлениях соленосная толща выклинивается и замещается глинистыми и карбонатными отложениями. Выше по разрезу гаурдакская свита в ряде районов перекрывается глинистыми гипсоносными отложениями подошвы нижнего мела. В этих случаях стратиграфический интервал ВУТ значительно расширяется.

Соленосная толща содержит высококонцентрированные рассолы, известные в АО. Их минерализация составляет 200—550 г/л, а учитывая, что при движении к устью скважины пересыщенные рассолы теряли в результате кристаллизации до 100 г солей, то исходная минерализация таких рассолов достигала 680 г/л. Их состав — хлоридный магниево-кальциевый. Они отличаются весьма высокими концентрациями калия (до 34 г/л), брома (до 2 г/л) и других компонентов, характерных для маточных рассолов солеродных бассейнов.

Нижнемеловой ВК широко распространен в АО, он отсутствует лишь в Чу-Сарысуйском АБ, а также на окраинах Сырдарьинского и на севере Тургайского АБ (см. рис. 30, *б*). В сложении комплекса принимают участие преимущественно песчано-глинистые, реже карбонатные отложения морского происхождения на западе и юго-востоке, а на остальной территории АО — континентального, в том числе иногда лагунного генезиса. Поэтому местами в разрезе ниж-

него мела встречаются соленосные и гипсоносные образования. Общая мощность ВК колеблется в пределах 700—1300 м. Верхняя граница комплекса приходится на глинистую толщу различного возраста — от апта до сеномана, в южных районах АО она чаще всего связана с глинами апта. В ряде районов разделяющий водоупор с верхнемеловыми горизонтами отсутствует.

Комплекс выходит на поверхность во многих горных сооружениях на юге территории — в Копетдаге, Туаркыре, Балханах, Кугитанге и в других местах. Наиболее глубокое его погружение отмечается в Южно-Таджикском АБ (до 5 км) и Мургабской впадине (2—3 км).

Наибольшей обводненностью характеризуются известняки нижнего мела на Копетдаге. Разгрузка ВК происходит в зоне Главного разлома — линии термальных источников Никшича, проходящей вдоль окраины складчатой области. Расходы источников достигают нескольких сотен литров в секунду. В эксплуатационных скважинах притоки достигают 100 л/с при понижениях 1—20 м. Выходы подземных вод наблюдаются и в других горно-складчатых обрамлениях — отрогах Гиссарского хребта, на Мангышлаке и в Балханах. Они обычно связаны с песчаниками нижнего мела и имеют дебит до 2 л/с. Наиболее заметные притоки из песчаников (до 40 л/с) наблюдаются в Лючобской структуре (Южно-Таджикский АБ) и Приташкентских Чулях (Сырдарьинский АБ). В других районах и особенно с погружением на большие глубины обводненность пород значительно уменьшается. Производительность скважин на глубинах более 2 км не превышает 3 л/с при понижениях 300—800 м. Следует отметить, что на участках положительных структур водоносность пород несколько возрастает.

Пьезометрическая поверхность имеет наибольшие отметки на востоке АО — до 700 м и снижается в сторону Аральского моря. Во многих районах уровни устанавливаются выше поверхности Земли — Сырдарьинский АБ (особенно в Приташкентских Чулях — избыточное давление на устье достигает 0,4 МПа), Южно-Таджикский АБ, Бухаро-Каршинский район Амударьинского АБ, а также на юге Тургайского АБ. В остальных районах уровни устанавливаются на глубинах 50—175 м. Пьезометрические минимумы обычно приурочены к зонам разрывных нарушений (Серноводская, Питнякская и др.), где, видимо, происходит скрытая разгрузка подземных вод в вышележащие ВК.

Пресные и слабосолоноватые воды прослеживаются узкой полосой шириной до 80 км вдоль выходов ВК на поверхность. С удалением от горных сооружений растет минерализация, и в составе вод гидрокарбонаты сменяются сульфатами, а затем и хлоридами.

Наибольшая минерализация вод (до 200 г/л) наблюдается в Мургабской впадине и Центральном Каракумском своде, на юго-востоке Устюртской синеклизы. С глубиной она, как правило, возрастает. Так, в пределах Питнякского поднятия (Мургабская впадина) в альбских отложениях воды имеют минерализацию 45—

80, в аптских 80—120, а в неокомских 120—180 г/л. Рассолы отличаются повышенными содержаниями йода и брома — до 50 и 600 мг/л соответственно. В соленых водах в относительно больших количествах встречается аммоний (до 50 мг/л). Солоноватые воды сульфатного состава часто содержат высокие (до 15 мг/л) концентрации фтора (Сырдарьинский АБ).

Азотный состав растворенных газов преобладает в Сырдарьинском и Тургайском АБ, а также на окраинах других АБ. На раскрытых структурах состав газов становится углекисло-азотным. На большей части Устюртского, Амударьинского и Южно-Таджикского АБ преобладают азотно-метановые и метановые газы. С удалением от окраин растет газонасыщенность вод с 0,05 до 2,3 л/л и более. Максимальные ее значения наблюдаются в районах интенсивного газонакопления (Мургабская, Барсакельмесская и другие впадины). В этих же районах отмечается присутствие в газовом составе тяжелых углеводородов (до 7 %). На отдельных участках развития загипсованных пород или перетекания вод из юрского ВК встречены сероводородные воды.

Комплекс содержит преимущественно теплые и горячие воды, холодные воды с температурой 10—15 °С распространены только в областях выхода ВК на поверхность. С глубиной температура вод возрастает до 60 °С в интервале 80—1000 м и до 115 °С на глубинах 1800—2000 м. Геотермический градиент колеблется в пределах 2,6—4,6 °С/100 м. Наибольшие его значения характерны для участков приподнятых блоков фундамента, а наименьшие — для областей наибольшего прогибания.

Нижнеальбская ВУТ наиболее широко развита на юге АО. Она сложена глинами, которые переслаиваются с алевролитами и песчаниками. В восточном направлении глинистость разреза резко возрастает. Мощность глинистой толщи достигает 500 м.

Альб-сеноманский ВК выделяется как самостоятельный на значительной части Сырдарьинского, Тургайского и Устюртского АБ. Он представлен неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами. Как правило, в составе песчаных отложений преобладает мелкозернистая фракция. В предгорных районах отмечаются крупнозернистые песчаники, гравелиты, а также конгломераты, ракушечники и известняки. Мощность ВК колеблется в пределах 200—300 м. В комплексе выделяется несколько водоносных горизонтов мощностью по 30—40 м. ВК выходит на поверхность на окраинах АО — на Мангышлаке, Туаркыре, Кульджуктау (Центральный Кызылкум), в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и других районах. В отрицательных структурах он погружается на глубину 1,5 км и более.

Альб-сеноманские отложения характеризуются высокой водоносностью. Так, в Сырдарьинском АБ дебиты скважин изменяются от 0,3 до 20 л/с, а их удельный дебит в среднем составляет 0,8 л/с. На Ташкентском водозаборе дебиты скважин колеблются от 5 до 30 л/с при понижениях 5—170 м. В Бухаро-Каршинском районе ступенчатого погружения фундамента, образующего се-

веро-восточный склон Амударьинского АБ, производительность скважин колеблется от 1,5 до 4 л/с. В Примугоджарской части Тургайского АБ дебиты скважин достигают 15 л/с, а несколько южнее, в пределах Алагузского поднятия, уменьшаются до 1 л/с, В Устюртском АБ обводненность альб-сеноманских отложений примерно такая же: расходы скважин составляют 0,1—2 л/с, а удельные дебиты соответственно 0,03—0,2 л/с. Исключение представляет зона тектонических нарушений, вскрытая на северном борту Ассакеауданского прогиба, где скважины дали излив около 50 л/с.

В большинстве районов скважины, вскрывающие ВК, дают излив с избыточным давлением над устьем до 1,5 МПа. Наибольшие его значения наблюдаются на востоке Сырдарьинского АБ (Ташкентский район). В Амударьинском АБ, юго-западнее Бухарского разлома уровни подземных вод в скважинах устанавливаются на глубинах 30—50 м.

Пьезометрические отметки снижаются от окраин АО к центральным частям АБ, причем пьезометрические минимумы отмечаются на участках тектонических нарушений, где происходит перетекание подземных вод в вышележащие ВК.

Минерализация вод ВК колеблется от 0,3 до 150 г/л. Пресные воды распространены в области выхода ВК на поверхность и близлежащих районах. Вместе с тем пресные воды могут прослеживаться на значительные расстояния от горно-складчатого обрамления, например, до 350 км в Сырдарьинском АБ. Причиной их образования является, видимо, внедрение инфильтрационных вод, имевшее место в прежние геологические эпохи. Возможно, с такими же процессами связано формирование пресных вод на антиклинальных поднятиях юга Тургайского АБ, окруженных солеными водами. Причем в Алагузском поднятии, например, на глубинах 270—460 м минерализация вод составляет лишь 0,37—0,54 г/л.

Соленые воды с минерализацией 1—15 г/л наиболее широко развиты на севере АО, южнее широты Аральского моря чаще всего встречаются сильно соленые воды (10—35 г/л). Рассолы занимают значительную часть территории Амударьинского и Южно-Таджикского АБ, а также Барсакельмесской впадины (юг Устюртского АБ). Контуры распространения наиболее концентрированных рассолов (100—150 г/л) примерно такие же, как и в солеиосной толще.

По мере увеличения минерализации изменяется химический состав вод. Пресные воды имеют разнообразный состав с преобладанием сульфатов и гидрокарбонатов среди анионов, кальция и натрия — среди катионов. У соленых вод преобладает сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый состав. Рассолы обычно имеют хлоридный натриевый и кальциево-натриевый состав.

Среди микрокомпонентов следует отметить повышенные количества фтора (1—5 мг/л) и кремнекислоты (50—80 мг/л) в пресных термальных водах Ташкентского района, вскрываемых на глубинах 0,5—2,2 км. Наиболее богат микрокомпонентный состав рассолов: в них установлено присутствие брома (до 510), йода (до 25), аммония (до 60 мг/л) и других компонентов.

В газовом составе ВК преобладает азот. Метаново-азотные воды распространены в основном на юге АО — в Бакардокской моноклинали, Предкопетдагском прогибе и Мургабской впадине. Преобладание метана в газовом составе устанавливается в структурах, характеризующихся промышленной газоносностью (Зеагли-Дарвазской, Газлинской, Мубарекской и др.). В отдельных скважинах отмечается присутствие до 20 % углекислоты. В ряде районов Амударьинского АБ воды содержат сероводород. Газонасыщенность вод обычно невелика и не превышает 0,12 л/л. Она значительно увеличивается на участках нефтегазоносных структур.

Температура подземных вод возрастает с погружением ВК: на глубинах около 1 км температура повышается до 60 °С, а на глубине 2 км — до 90°. Температурные аномалии отмечаются на участках перелива из более глубоко залегающих ВК (Мубарекское, Учкырское, Питнякское поднятия Амударьинского АБ).

Альб-сеноманский ВК был опорным при проведении режимных наблюдений в период Ташкентского землетрясения 1966 г. и в последующие годы. В районе г. Ташкента комплекс залегает на глубинах 1,1—1,2 км. Воды имеют минерализацию 0,2—0,9 до 1,3 г/л, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав и температуру 32—67 °С. Скважины дают излив с избыточным давлением на устье 0,6—1,6 МПа и расходом 3—10 л/с. Режимные наблюдения показали, что землетрясениям предшествуют повышения содержания некоторых составляющих газового состава — гелия, углекислоты, радона. Затем прореагировали фтор, ртуть, уран (изменилось отношение изотопов $^{234}U/^{238}U$) и некоторые другие микрокомпоненты. Кроме того, наблюдались изменения температуры вод, давления на устье скважины, величины pH и т. д.

Туронская ВУТ четко выделяется в Амударьинской и Мургабской впадинах, где она сложена глинами и алевролитами и имеет наибольшую мощность до 1100 м. В других районах ВУТ не выдержана ни стратиграфически, ни фациально.

Турон-сенон-палеоценовый ВК имеет почти повсеместное распространение (см. рис. 30, *в*). На юге и западе АО в его сложении принимают участие отложения морского происхождения — песчаники, глины, известняки, мергели и мел. В Сырдарьинском, Чу-Сарысуйском и Тургайском АБ комплекс представлен терригенными отложениями преимущественно континентального генезиса. Наибольшая мощность ВК наблюдается в областях проявления морской трансгрессии — до 800 м, в районах распространения континентальных отложений она обычно не превышает 250 м.

Комплекс выходит на поверхность на склонах горных сооружений в ядрах антиклинальных складок, в центральных частях отрицательных структур он погружается на глубины 500—700 м.

Водоносность отложений, слагающих ВК, неодинакова. Дебиты скважин и источников до 50 л/с наблюдаются в Сырдарьинском АБ, а на северо-восточном борту Амударьинского АБ, в группе малых АБ района Центрально-Кызылкумских возвышенностей, зонах антиклинальных поднятий юга Тургайского АБ, а также

в предгорьях Копетдага, Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского хребтов, Каратау и других горных сооружений. Слабая обводненность пород ВК отмечается на западе Амударьинского АБ и в Устюртском АБ.

Наиболее высокое положение ВК занимает на склонах Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского хребтов, где он находится на отметках 1500—1800 м. Отметки пьезоизогипс в западном направлении снижаются: на линии Самарканд — Кушка они находятся на отметках 400—450 м, в Центрально-Каракумском своде — около 150 м, а близ Аральского моря — ниже 50 м.

На значительной части территории распространения ВК наблюдается самоизлив скважин. Такие скважины отмечаются в Сырдарьинском АБ, на северо-востоке и востоке Амударьинского АБ (в частности, вдоль Бухарского разлома), на южном борту Чу-Сарысуйского АБ, в сводовых частях антиклинальных стуктур на юге Тургайского и Устюртского АБ. Избыточное давление над устьем самоизливающихся скважин в среднем составляет 0,1—0,3 МПа, редко достигает 0,7 МПа. В других районах АО уровень подземных вод устанавливается на глубине 20—50 м.

Местная разгрузка ВК происходит по крупным разломам (в частности, на Мангышлакско-Центральноустюртской гряде) и в сводовых частях антиклинальных складок, что фиксируется восходящими источниками, соляными озерами и обширными солончаками. Один из наиболее крупных источников — Гурлюк-Булак на юге Устюртского АБ — выбрасывает на поверхность 800—2500 л/с слабого рассола с минерализацией 44,5 г/л. В питании озер Сарыкамышской впадины, видимо, значительную роль играет разгрузка подземных вод верхнемеловых отложений. Их интенсивная разгрузка происходит также на окраинах и дне Аральского моря.

Наиболее широко распространены пресные воды в Сырдарьинском АБ, где они прослеживаются на расстоянии 600—700 км от Тяиь-Шаня. Минерализация подземных вод возрастает от окраин АБ к центральным их частям. Так, в Чу-Сарысуйском, Сырдарьинском и Тургайском АБ максимальная ее величина достигает 15, в Южно-Таджикском АБ — 25, Устюртском — 60, а в Амударьинском — 200 г/л. На окраинах АБ наблюдается ярко выраженная высотная поясность. Так, на севере Южно-Таджикского АБ на высотах более 1700 м воды имеют минерализацию 0,2—0,5 г/л и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав, на отметках 1500—1700 м — до 1 г/л и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый состав, на отметках 1000—1100 м — до 5 г/л и сульфатно-хлоридный натриевый состав. С увеличением глубины залегания вод отмечается рост их минерализации. Так, в Байрам-Али (центр Амударьинского АБ) минерализация вод в палеоценовых отложениях составляет 10,8, в сенонских 24,1, а в сеноманских 55,6 г/л.

В водах с минерализацией до 1 г/л преобладают гидрокарбонаты и сульфаты кальция, с минерализацией 1—10 г/л — сульфаты кальция и хлориды натрия, а более 10 л/г — обычно преобладают хлориды натрия. Для соленых вод и рассолов Амударьинского

АБ характерны повышенные содержания ряда элементов (в мг/л): бром до 250, йод до 25, бор до 100, аммоний до 40.

Газовый состав вод ВК преимущественно азотный. На отдельных участках Бухарской ступени отмечаются повышенные концентрации CO_2. В районах нефтегазоносных структур фиксируется метан. Для Амударьинского и Южно-Таджикского АБ характерно широкое распространение сульфидных вод. Наиболее высокая концентрация сероводорода (до 0,82 г/л) установлена на месторождении минеральных вод Учкызыл (вблизи г. Термеза). Общая газонасыщенность вод обычно не превышает 0,1 л/л, но возрастает в несколько раз на участках нефтегазоносных структур.

Обычно температуры вод ВК изменяются от 20 до 30 °С, а в наиболее погруженных частях ВК повышаются до 75 °С. Их возрастание особенно четко фиксируется вблизи тектонических разломов, по которым происходит перелив из нижележащих ВК. Такая картина наблюдается в малых артезианских бассейнах Центрально-Кызылкумской зоны поднятий, на западе Сырдарьинского АБ и других районов.

Эоцен-олигоцен-нижнемиоценовая ВУТ имеет почти повсеместное распространение. На западе и северо-западе АО в ее сложении участвуют морские отложения — глины и мергели. В восточном направлении они постепенно замещаются терригенными образованиями прибрежно-морского генезиса. На юго-востоке АО в разрезе эоцена встречены андезиты, базальты и их туфы. Суммарная мощность ВУТ восточнее меридиана Аральского моря обычно составляет 100—200 м. В Устюртском АБ она возрастает до 500 м, а в тех районах, где водоупором становятся известняки сенона, даже до 800 м. Наибольшая мощность ВУТ наблюдается в Предкопетдагском прогибе, особенно в западной его части — до 2,5 км. На многих участках долины р. Амударьи, на юго-востоке Аральского моря, в осевых частях многих солянокупольных структур и Центрально-Каракумского ствола глинистый водоупор размыт полностью. Такие участки представляют собой своеобразные гидрогеологические «окна», через которые происходит разгрузка подземных вод из нижележащих ВК.

На южном берегу Чу-Сарысуйского АБ вскрываются пески, дающие самоизливающиеся воды с избыточным давлением над устьем скважин до 0,5 МПа и дебитом до 60 л/с. Также зафиксировано большое число восходящих источников, так называемых «тма», образующих бугры выпирания, сложенные разжиженными глинами. Их высота над окружающей местностью составляет 5 м, а диаметр — 200 м.

В южной части АБ, примыкающей к хр. Каратау, распространены пресные воды. Севернее, с приближением к Казахской складчатой области они переходят в солоноватые с минерализацией до 3 г/л, часто с повышенными до 15 мг/л концентрациями фтора и температурой до 28 °С.

Прослои песков мощностью до 30 м на глубинах до 800 м вскрываются в ВУТ в Сырдарьинском АБ. Дебиты скважин здесь

обычно не превышают 2 л/с, а в районе Приташкентских куполов возрастают до 30 л/с. Загипсованность отложений определила пестроту минерализации подземных вод (0,5—25 г/л).

На юго-востоке Амударьинского и в Южно-Ташкентском АБ широко развиты гипсоносные отложения, с которыми обычно связаны проявления соленых сероводородных вод.

Верхнеолигоцен-миоцен-четвертичный ВК распространен весьма широко. На западе и частично на севере АО в его сложении принимают участие терригенные и карбонатные отложения преимущественно морского генезиса мощностью от 100 м в зонах молодых поднятий и до 1000 м и более в зонах молодых опусканий. На юге и востоке АО получили развитие терригенные отложения континентального происхождения (эоловые, аллювиальные, пролювиальные). Их мощность обычно невелика — до 100 м, но в предгорных прогибах и впадинах она возрастает до 3 км (Предкопетдагский прогиб, Сурхандарьинская впадина).

Водоносные горизонты, связанные с олигоценовыми отложениями, имеют ограниченное распространение в Тургайском, Чу-Сарысуйском АБ и малых АБ Центральных Кызылкумов. Они обычно приурочены к долинам древних рек шириной 12 км и протяженностью до 100 км. Мощность песчаных водоносных горизонтов составляет 10—50 м. Наибольшая производительность скважин достигает нескольких литров в секунду при понижении 10—15 м. На участках наиболее глубокого погружения (до 250 м) в Чу-Сарысуйском АБ отмечается излив скважин.

Наименее минерализованные воды (до 3 г/л) встречены в районах выхода олигоценовых отложений на поверхность. Минерализация вод возрастает до 30 г/л под гипсоносными глинами аральской свиты N_1ar. В Тургайском АБ и Северном Приаралье эти глины имеют мощность 20—30 м и выполняют роль местного водоупора. В Чирчик-Ахангарской впадине Сырдарьинского АБ мощность глинистой толщи неогена возрастает до 2,2 км, а в Южно-Таджикском АБ — до 3 км.

Наибольшей обводненностью характеризуются отложения миоцена в предгорных районах Копетдага, Балхана и Каратау (Чу-Сарысуйский АБ), где они представлены песчаниками, конгломератами и ракушечниками. Притоки воды из скважин, иногда при самоизливе, составляют 20—30 л/с.

Пресные воды в миоценовых отложениях имеют подчиненное значение и встречаются в предгорьях и в причинковой полосе Устюрта. Соленые воды распространены весьма широко, причем на водоразделах, где они выходят на поверхность, минерализация не превышает 10 г/л, а в котловинах возрастает до 35 г/л. На ряде участков Амударьинского АБ встречены рассолы с концентрацией солей до 125 г/л.

Плиоценовые отложения севернее Аральского моря не образуют сколько-нибудь выдержанных и мощных водоносных горизонтов. В Устюртском АБ водоносные горизонты плиоцена в основном сдренированы. В Сырдарьинском АБ они приурочены к пескам,

алевролитам и галечникам, залегающим среди них. Производительность скважин, вскрывших эти горизонты, колеблется в пределах 1—2,5 л/с. Минерализация вод с востока на запад возрастает от 0,5 до 10 г/л.

Наиболее мощные водоносные горизонты плиоцена вскрываются в Амударьинском АБ — в Китабо-Шахризатской и Заунгузской впадинах и Предкопетдагском прогибе. Мощность плиоценовых отложений достигает в этих структурах 600 м, причем значительная часть разреза сложена песками. С глубиной степень водоносности песков обычно уменьшается. Например, верхние интервалы в Китабо-Шахризатской впадине отличаются большой обводненностью — дебиты скважин 10—23 л/с при понижении уровня 5—10 м, а в нижних интервалах — не превышают 7 л/с при таких же понижениях.

На правобережье р. Амударьи минерализация вод не превышает 1 г/л. На левобережье, в связи с усилением процессов испарения, она возрастает до 4, а в Бухарской дельте — до 35 г/л. В Заунгузских песках обнаружена обширная линза пресных вод, запасы которых оцениваются в 15,3 км^3. Пресные воды плиоценовых отложений узкой полосой прослеживаются вдоль предгорий Копетдага. Наиболее соленые воды и слабые рассолы (до 60 г/л) наблюдаются в области развития морских отложений — в Бами-Коджинском районе.

Толща четвертичных отложений с учетом особенностей залегания и распространения подземных вод делится на четыре группы образований: пролювиальные, аллювиальные, эоловые и морские.

Пролювиальные и аллювиальные отложения слагают предгорные шлейфы и конусы выноса рек и прослеживаются вдоль отрогов Копетдага, Балхана, Мангышлака, Каратау, Тянь-Шаня и других горных сооружений. Конусы выноса на склонах гор и в предгорных равнинах имеют протяженность до 20 км. Максимальная мощность этих отложений (до 500 м) отмечается на участках наиболее глубокого погружения их ложа. От вершины конуса к подножию грубообломочный материал сменяется гравийным, а затем и тонкозернистым. Соответственно ухудшаются водные свойства отложений, притоки в скважины уменьшаются с 20 до 1 л/с. В верхней части конуса происходят интенсивная инфильтрация осадков, вод ледников и частичное или полное поглощение рек. В нижней части уровни подземных вод близко подходят к поверхности, наблюдаются самоизлив скважин, выходы источников и выклинивание водоносных горизонтов. Конусы выноса аккумулируют значительные объемы подземных вод. Эти воды имеют большое значение для водоснабжения аридных областей равнин. Как правило, воды конусов выноса — пресные, лишь в нижней части, при приближении уровня вод к поверхности, интенсивное испарение способствует появлению солоноватых и соленых вод с минерализацией до 230 г/л.

Крупные подземные потоки вод формируются в древних и современных долинах рек. Ширина зоны развития аллювиальных отложений достигает нескольких десятков километров при протя-

женности в многие сотни километров. Мощность аллювия колеблется в пределах нескольких десятков метров, наибольшие ее значения (в м) наблюдаются в долинах рек: Сырдарья 150—460, Сурхандарья 200—300, Бухарская дельта Зеравшана до 1000.

Самые крупные скопления подземных вод сформировались в древних долинах рек Амударьи, Мургаба, Теджена и Узбоя. С ними связаны обширные бассейны (линзы) пресных вод — Ясханский, Восточно-Заунгузский, междуречья Теждена и Мургаба * и др. Размеры этих бассейнов достигают нескольких тысяч квадратных километров. Наиболее примечательной является Ясханская линза, которая занимает центральную часть Приузбойских Каракумов. С севера и запада она ограничена долиной р. Узбоя. Линза имеет форму эллипса — протяженность 65 км, максимальная ширина 30 км. Площадь линзы с минерализацией до 1 г/л примерно 2000 км^2. Мощность зоны пресных вод увеличивается от окраины линзы к центру от нескольких до 80 м. Водовмещающими отложениями являются аллювиальные пески ранне-среднечетвертичного возраста. Подстилающим водоупором служат глины апшерона и акчагыла. Дебиты скважин вблизи долины р. Узбоя составляют 3—6,5 л/с, а в центре линзы достигают 13,5 л/с. Пресные воды Ясханской линзы имеют постоянный отток к долине р. Узбоя, достигающий нескольких сотен литров в секунду.

Время образования Ясханской линзы пресных вод по данным радиоуглеродных исследований (по ^{14}C) определено в 13—8 тыс. лет, т. е. относится к позднему плейстоцену — раннему голоцену, когда климат района был более холодным и влажным. Современное инфильтрационное питание осуществляется главным образом в области барханных песков. Наряду с интенсивным испарением из почвенно-поверхностного слоя на глубинах 0,5—15 м происходит конденсация влаги, примерно на 17,6 мм в год превышающая испарение [41]. Конденсационное питание компенсирует отток вод из Ясханской линзы в Узбой.

В долинах современных рек с удалением от горного обрамления обычно ухудшаются фильтрационные свойства аллювия и изменяется характер взаимосвязи подземных и речных вод. Если в районах, примыкающих к горным сооружениям, подземные воды питают реки, то с удалением от гор на несколько сотен километров картина меняется — уровень грунтовых вод отрывается от реки и оказывается на 5—20 м ниже ее дна. Река становится «подвешенной». На многих участках через ее дно осуществляется питание грунтовых вод аллювия.

Потоки грунтовых вод, заключенные в аллювии крупных рек, несут огромные массы воды. Естественные ресурсы аллювиальных вод в среднем течении рек Амударьи и Сырдарьи оцениваются

---

* В пустынных возвышенностях Карабиль и Бадхыз, находящиеся в этом междуречье, отмечено наиболее глубокое для АБ залегание пресных грунтовых вод — до 250 м.

в 8—12 м³/с. Удельные дебиты скважин, вскрывших аллювий, в разных АБ различные (л/с): Чу-Сарысуйский и Тургайский 0,1—0,5; Амударьинский 0,8—5; Сырдарьинский до 50.

Наименьшая минерализация вод аллювия отмечена в зоне влияния рек, а также в их верховьях. С удалением от рек и каналов минерализация вод возрастает до 10 г/л на надпойменных террасах и орошаемых землях и до 70 г/л на водоразделах и неорошаемых территориях.

Ввод в действие магистральных каналов для переброски вод на орошение приводит к формированию линз пресной воды. Так, до начала эксплуатации Каракумского канала под его руслом были только соленые воды. Через три месяца началось образование линз пресных вод. Через 3,5 года (1962 г.) зона слабосолоноватых вод имела мощность 35 м. В 1974 г. мощность зоны пресных вод под руслом канала достигла 120 м, а ширина зоны опреснения увеличилась до 300 м.

Вместе с тем следует отметить, что плохо регулируемое поливное земледелие может привести к повышению уровня и минерализации грунтовых вод, засолению и заболачиванию почв Средней Азии. Поэтому проблема прогноза изменения баланса, уровней, минерализации и состава подземных вод на территориях с искусственным режимом водного питания чрезвычайно важна для этих районов. В выборе методов управления таким режимом многое решает правильная оценка гидрогеологических условий.

Эоловые пески занимают значительные площади в пустынях Каракума, Кызылкума, Муюнкума, а также в других песчаных массивах. Мощность эоловых песков обычно составляет 10—20, реже до 90 м. Степень их водоносности невелика — удельные дебиты скважин не превышают 0,1 л/с. Преобладают соленые воды с минерализацией 10—15 г/л.

Четвертичные отложения моря и соленых озер, представленные разнозернистыми песками, глинами и солями, распространены на дне Аральского моря, озерных акваторий, а также в шорах и прибереговой полосе шириной до нескольких километров. Мощность этих отложений обычно не превышает 20 м. В них выделяются один или несколько водоносных горизонтов. Водоносность пород преимущественно слабая — дебиты скважин не превышают 5 л/с. На участках развития хорошо проницаемых соленосных пород притоки возрастают до 20 л/с. Воды чаще всего соленые и рассольные с минерализацией до 150 г/л и более. Состав вод — хлоридный натриевый. Накопление солей в водоносных горизонтах четвертичных отложений происходит за счет не только морских вод и процессов континентального засоления, но и разгрузки соленых и рассольных вод нижележащих меловых и юрских ВК. Все эти процессы особенно усилились в котловине Аральского моря.

Перехват стока Амударьи и Сырдарьи для орошения земель привел к снижению его уровня почти на 9 м, сокращению площади с 66 до 50 тыс. км², образованию в зоне осушения грунтовых вод с минерализацией 30—100 г/л, росту концентрации солей в самом

море. Пресные воды в морских отложениях наблюдаются на участках, прикрытых эоловыми песками. Их ресурсы весьма ограничены.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Инфильтрационный режим подземных вод захватывает верхнюю часть гидрогеологического разреза до глубины 150—200 м, где преимущественно распространены неоген-четвертичные отложения. Наиболее интенсивное питание подземных вод происходит в предгорных областях востока приаральской АО — в отрогах Тянь-Шаня, Каратау, Гиссарского, Зеравшанского и других хребтов. Наряду с атмосферными осадками важными составляющими водного баланса являются ледниковое питание, а также инфильтрация речных и ирригационных вод.

Во многих районах с пустынными и полупустынными ландшафтами инфильтрационное питание практически отсутствует. Для них характерен десуктивный (транспирационный, непромывной), испарительный и смешанный режимы питания грунтовых вод [41].

На территории Туранской плиты с начала образования чехла на всех этапах ее развития постоянно существовали обширные районы суши, характеризовавшиеся инфильтрационным режимом подземных вод. Древние инфильтрационные воды, как уже указывалось, образовали линзы пресных вод, занимающие площади в сотни и тысячи квадратных километров в Каракумах и Кызылкумах. На долю таких вод приходится значительная часть запасов и более глубоко залегающих ВК. Так, расчеты, проведенные Ф. А. Алексеевым, Р. П. Готтихом и Р. Н. Танеевым на основании изучения изотопного состава подземных вод в Бухарской и Чарджоуской ступенях, показали, что древние инфильтрационные воды составляют примерно 33—47 % общего объема вод юрско-меловых ВК. С учетом современной инфильтрации разбавление седиментационных вод в этом районе оценивается в 60—90 %. В большинстве ЛБ — Сырдарьинском, Чу-Сарысуйском, Тургайском, Устюртском — доля древних инфильтрационных вод в меловом ВК составляет несколько десятков процентов.

Частая смена условий осадконакопления, длительные перерывы, нагрев и остывание ВК, перестройка структурно-тектонического плана АО приводили к многократному перераспределению пластовых давлений. Современные гидродинамические условия глубокозалегающих ВК формируются под влиянием высокотемпературных процессов дегидратации и дегазации осадочных пород. Сверхвысокие гидростатические пластовые давления и литогенный режим с центробежным оттоком от наиболее погруженных частей структур наблюдаются в юрском и отчасти в нижнемеловом ВК Мургабской, Барсакельмесской, Южно-Мангышлакской впадин и Предкопетдагского прогиба. В остальных районах для большин-

ства ВК, слагающих чехол АО, характерен смешанный элизионный, термонапорный и инфильтрационный режимы при преобладающей роли последнего.

Движение подземных вод направлено с востока на запад — от областей устойчивого инфильтрационного питания к областям разгрузки подземных вод. Такая ориентировка сохранилась с древних эпох, начиная с юры, поскольку с запада приходило большинство трансгрессий моря, и преимущественно на западе АО находятся наиболее крупные современные водоемы — Аральское и Каспийское моря, большинство соляных озер.

Важно отметить изолирующую роль соленосной толщи верхней юры, по существу «запечатавшей» юрский ВК, который имеет гидравлическую связь с вышележащими ВК только там, где соли выклиниваются. Из других ВУТ наибольшее значение имеет глинистая эоцен-олигоцен-нижнемиоценовая толща надежно разделяющая выше- и нижележащие ВК. Влияние остальных ВУТ на изоляцию ВК менее существенно вследствие невыдержанности по площади и мощности. Наиболее обширные гидрогеологические «окна» образуются в районах крупных валов, антиклинальных поднятий сводов. В них по гидродинамическим, гидрохимическим и температурным аномалиям обычно фиксируется восходящее перетекание вод (Центрально-Каракумский свод, зоны антиклинальных поднятий Северного Приаралья и др.). Такая направленность взаимосвязи ВК (снизу вверх) характерна для большей части АО, за исключением ее окраин.

Роль региональных разломов в динамике подземных вод не равнозначна. В одних случаях они служат барьерами, препятствующими движению подземных вод в глубь АБ (предкопетдагский разлом, тектоническая зона между Бухарской и Чарджоуской ступенями, система разломов вдоль Паропамиза), и тогда вдоль них часто происходит разгрузка термальных и высокоминерализованных вод. В других случаях разломы являются очагами перетоков межпластовых вод, например разломы между Чарджоуской и Бегаджинской ступенями, нарушения, ограничивающие Учаджинский свод и Мары-Серахскую зону поднятий, а также многочисленные тектонические зоны на западной окраине Тянь-Шаня. Часто зоны тектонических нарушений фундамента АО (Устюртский, Сырдарьинский АБ и др.) способствуют формированию температурных аномалий в нижних ВК чехла. Это свидетельствует о возможности поступления флюидов из фундамента.

Величина среднегодового слоя подземного стока в большинстве районов АО, где существует инфильтрационное питание, не превышает нескольких миллиметров в год. Он возрастает до 30 мм/год на восточной окраине АО — в предгорьях Тянь-Шаня и других горных систем.

Эксплуатационные запасы пресных подземных вод невелики. Как правило, они тяготеют к предгорным областям. Основным источником водоснабжения являются водоносные горизонты четвертичных, реже неогеновых отложений, на которые приходится

примерно 90—95 % суммарных эксплуатационных запасов, оцениваемых для приаральской АО примерно в 1000 м³/с. Из других водоносных комплексов наибольшее значение для водоснабжения имеют ВК палеогеновых и меловых отложений в Сырдарьинском, Чу-Сарысуйском и Тургайском АБ.

Особенности региональной гидрогеохимии. Зона пестрых по составу и минерализации вод занимает верхнюю часть разреза и образуется под влиянием процессов континентального соленакопления. Процессы концентрации солей приводят к соответствующему изменению состава вод от пресных гидрокарбонатных до соленых сульфатных и хлоридных. Учитывая сложный характер взаимодействия различных факторов (рельеф, состав и фильтрационные свойства пород, мелиорация земель и др.), изменения состава и минерализации вод происходят на небольших расстояниях и особенно интенсивно в верхней части разреза до глубины 20 м. Суммарная мощность рассматриваемой гидрохимической зоны достигает 100 м. В ней обычно преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 10—35 г/л.

Зона пресных вод верхней части разреза окаймляет предгорные районы, а также встречена на участках линз слабоминерализованных вод в неоген-четвертичных отложениях Каракума и других пустынь. Мощность этой зоны обычно не превышает нескольких десятков метров. Состав вод — гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый. Во многих АБ пресные воды залегают ниже зоны пестрых по минерализации и соленых вод, часто на значительных глубинах. Так, в Сырдарьинском АБ подошва зоны пресных вод располагается на глубине 2,2 км, Тургайском и Чу-Сарысуйском АБ — на глубине 0,7 км. Состав вод в этих районах гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Наиболее широкое, почти повсеместное распространение получила в приаральской АО зона соленых вод, мощность которой обычно колеблется от 0,5 до 1 км. Состав вод — сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый.

Зона рассолов встречается в основном в южной части приаральской АО на глубинах 1,5—2 км и более (рис. 32). Она располагается в юрских, реже меловых и иногда эоценовых отложениях. Состав вод — хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. Рассолы отличаются присутствием разнообразных компонентов. К наиболее важным среди них относятся бром, калий, йод и бор. Содержание брома растет с увеличением минерализации и достигает максимальных значений (до 2 г/л в маточных рассолах юрских отложений. В них же встречен и калий (до 60 г/л). Наибольшие содержания йода (до 60 мг/л) характерны для вод меловых отложений в интервалах глубин 1,5—2 км. Такие же особенности отмечаются и для бора.

Рассолы также содержат металлы. Например, в Гаурдакской структуре из нижнемеловой толщи на глубине 125—325 м в рассолах обнаружены цинк, свинец, стронций, литий, барий, рубидий

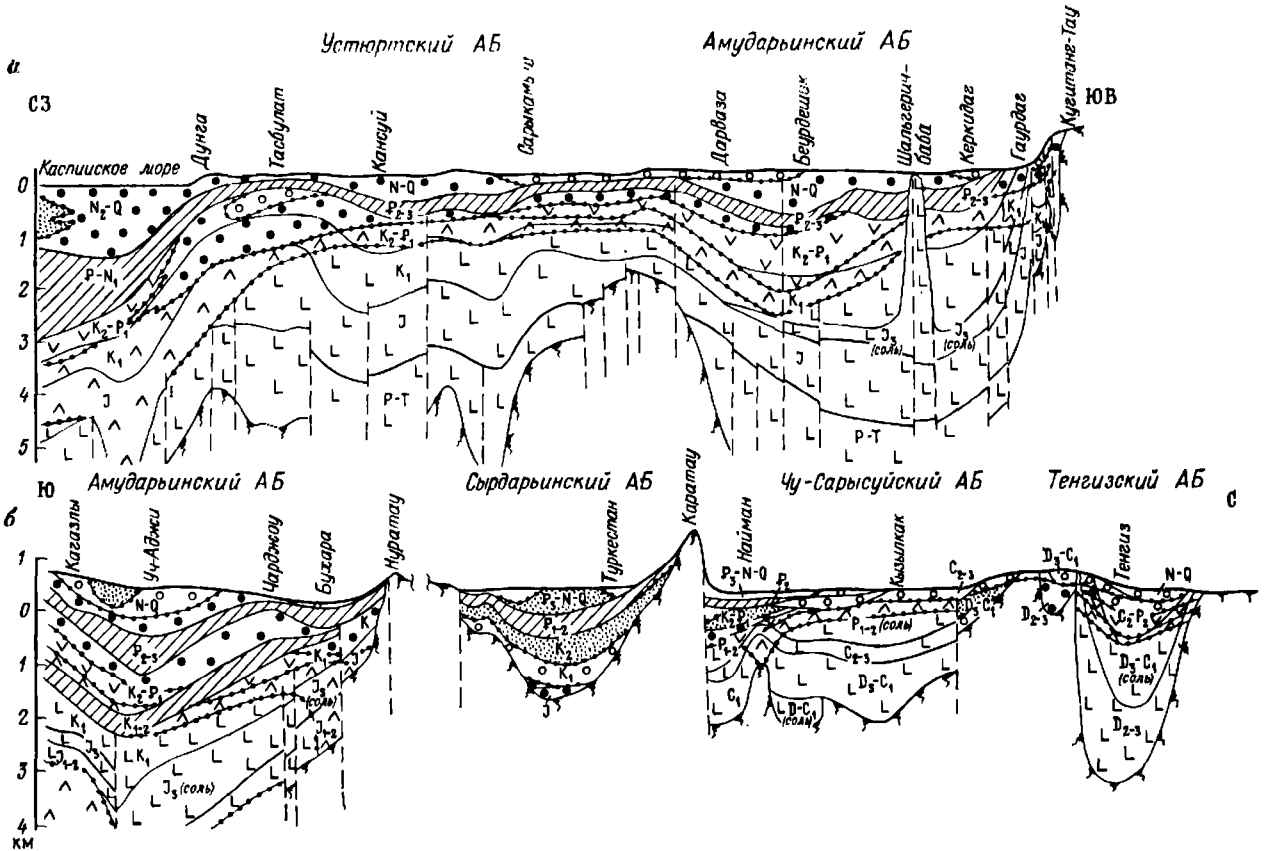


Рис. 32. Широтный (а) и меридиональный (б) профили через Приаральскую артезианскую область.
Условные обозначения см. на рис. 17

и другие металлы. В осадке самоизливающихся вод содержание свинца достигало 79,6 %.

Зональность изотопного состава вод. Наиболее детально распределение изотопов водорода (D/H) и кислорода ($^{18}O/^{16}O$) изучалось в водах Амударьинского АБ. В. Е. Ветштейн, В. Г. Артемчук и М. С. Гуревич [6] выделяют в этом бассейне три гидроизотопные зоны: зона I распространена до глубин 200 м, имеет диапазон δD от —88 до —3‰ и $\delta^{18}O$ от —14,5 до +5,2‰; зона II охватывает интервал глубин 200—1500 м, имеет отрицательные значения δD от —88 до —36‰ и $\delta^{18}O$ от —11,5 до 5‰; но с уменьшенным диапазоном колебания этих значений; зона III располагается на глубинах более 1500 м и характеризуется увеличением значений δD до —11 % и $\delta^{18}O$ до +6,2 % *.

Содержание изотопов водорода в водах зависит от исходной концентрации дейтерия в водах древнего морского бассейна и степени их разбавления их инфильтрационными водами; на содержании изотопов кислорода, кроме того, сказывается характер взаимодействия подземных вод с вмещающими породами в условиях повышения температуры с глубиной. Наблюдается определенная генетическая связь гидроизотопной зональности с гидрохимической и температурной. Так, гидроизотопная зона I соответствует гидрохимическим зонам пресных и соленых вод (до 35 г/л) и температурам вод менее 25 °С; зона II охватывает зону рассолов с минерализацией 35—140 г/л и температурой 25—80 °С; зона III характерна для глубин, на которых распространены крепкие рассолы с минерализацией 140—270 г/л, хлоридным кальциево-натриевым составом и температурой более 80 °С.

Газовая зональность. В верхней части разреза выделяется зона кислородно-азотных вод. Ее подошва определяется по границе распространения кислорода воздушного происхождения, которая находится на глубинах 50—100, реже до 300 м. Газонасыщенность вод не превышает 0,02 л/л.

Ниже располагается зона азотных вод, наибольшая мощность которой до 1 км и более наблюдается на окраинах АБ и особенно в Тургайском, Чу-Сарысуйском, Сырдарьинском и на северо-востоке Устюртского АБ. Газонасыщенность вод составляет 0,03—0,04 л/л.

Зона азотно-метановых вод наиболее характерна для АБ, расположенных на юге и западе рассматриваемой территории. С этой зоной связаны газонефтяные месторождения, в распределении которых наблюдаются определенные закономерности. В частности, в Устюртском АБ месторождения нефти и газа располагаются на северо-западе и западе (Бузачинский свод, Южно-Мангышлакский прогиб) и связаны с промежуточным этажом пермо-триаса юрско-меловой толщей, в отдельных случаях эоценовыми отложени-

---

* Значения отношений изотопов водорода δD и кислорода $\delta^{18}O$ изучались сравнительно с международным стандартом — средней водой океанов (SMOW).

ями. На юго-востоке АБ (Барсакельмесская впадина) в юрских отложениях вскрываются только газоконденсатные месторождения.

В Амударьинском АБ основные месторождения нефти и газа приурочены к полосе выклинивания юрской соленосной толщи, которая регулирует распределение углеводородных флюидов не только в подсолевых юрских, но и в надсолевых меловых, иногда палеоценовых отложениях. Наиболее крупные месторождения располагаются в пределах Бухарской и Чарджоуской ступеней и Центрально-Каракумского свода (см. рис. 31).

Наибольшая газонасыщенность азотно-метановых вод наблюдается на расстоянии в несколько километров от контура газовой залежи и достигает 7 л/л. Фоновая газонасыщенность вод возрастает с глубиной и достигает наибольших значений 2 л/л в интервале глубин 3—6 км и температур 90—160 °С. В верхней части зоны азотно-метановых вод фоновая газонасыщенность обычно не превышает 0,3 л/л. В отличие от других молодых артезианских областей концентрация углекислоты на рассматриваемой территории даже на участках, примыкающих к разломам, обычно не превышает нескольких процентов. Наибольшие ее концентрации (до 7 %, реже более) отмечаются в зонах, где протекают интенсивные процессы сульфатредукции (Денгизкульское поднятие). Эти же процессы способствуют накоплению сероводорода в свободных и растворенных газах в количестве до 5 %. Такие аномалии локализованы в верхней части юрских отложений, содержащих гипсы и ангидриты, особенно в пределах Чарджоуской и Бухарской ступеней. Другое, видимо, глубинное происхождение имеет углекислота в Южно-Маигышлакском прогибе. На глубинах 3150—4150 м в триасовых отложениях ее содержание достигает 72 %. Отношение He/Ar с глубиной увеличивается: в альб-сеноманском ВК 0,02—1; в нижнемеловом ВК 0,1—2,7; в юрском ВК 0,2—3,2 и более.

Микробиологическая зональность. Оптимальные условия для существования бактерий отмечаются в богатых органикой комплексах при температурах до 70 °С и минерализации до 50 г/л. По этой причине наибольшая активность бактерий проявляется в альб-сеноманском и, в меньшей степени, турон-сеноп-палеоценовом ВК. Широкое распространение в них получили денитрифицирующие, сульфатредуцирующие и метанообразующие бактерии. Их активность заметно снижается в юрском и кайнозойских ВК.

Особенности региональной гидрогеотермии. Приаральская АО отличается широким распространением горячих вод с температурой 50 °С на сравнительно небольших глубинах (до 1,2 км) и 100 °С на глубинах 2,2—2,9 км. Важно подчеркнуть, что в пределах впадин повышенным геотермическим градиентом характеризуются глубокозалегающие комплексы, а в областях ступеней и поднятий — верхние комплексы. Это, видимо, отражает направленность процессов литификации и генерацию тепла в комплексах, расположенных выше или ниже. Изучение палеотемператур в оса-

дочных толщах показывает, что в прошлом температурный режим недр отличался от современного. Ряд структур претерпел заметное остывание, а в некоторых стабильный температурный режим сохранялся на протяжении многих десятков миллионов лет. Например, юрский ВК в Барсакельмесской впадине был прогрет в предыдущие эпохи, а затем его температура снизилась со 175—210° до 110—148 °С. В области устойчивого прогибания (например, Косбулакской впадине) современная и древняя температуры юрского ВК примерно одинаковы (150—175 °С).

Глава 14

ГИДРОГЕОЛОГИЯ КАСПИЙСКО-ЧЕРНОМОРСКОЙ АРТЕЗИАНСКОЙ ОБЛАСТИ

ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОДОУПОРЫ

Крупнейшие структуры Каспийско-Черноморской АО вытянуты в широтном направлении (рис. 33). Северо-Причерноморская впадина и Ростовский свод относятся к Восточно-Европейской платформе, а остальные структуры — к Скифской плите. Альпийские горные сооружения окаймляются глубокими прогибами (Терско-Каспийский, Азово-Кубанский и др.). Крупные блоковые поднятия фундамента — Ставропольское и Крымское — образуют на рассматриваемой территории водоразделы и делят ее на три части, соответствующие крупным артезианским структурам — Северо-Причерноморскому, Приазовскому, и Средне-Каспийскому АБ. В каждом из них могут быть выделены АБ второго порядка.

Специфические черты гидрогеологии Каспийско-Причерноморской АО определяются: 1) высокой приподнятостью южного крыла (Кавказ, Крым) над остальной территорией, что создает соответствующую направленность и зональность распределения стока. От предгорий к равнине (с юга на север) модули поверхностного и подземного стока соответственно уменьшаются от 25—10 до 1—0,5 л/(с · км²) и от 10—5 до 0,6—0,1 л/(с · км²); 2) распространением на дне Черного, Азовского и Каспийского морей субмаринной части структур АО, имеющих продолжение на суше; 3) расположением глубоких предгорных прогибов (Терско-Каспийский, Азово-Кубанский, Преддобруджинский и др.) вдоль альпийских горно-складчатых сооружений; 4) преобладанием аридного климата; 5) терригенно-карбонатным разрезом чехла, имеющим преимущественно морской генезис, ограниченным развитием соленосных отложений (юг Молдавии, Предкавказье); 6) наличием мощного и выдержанного регионального водоупора майкопских глин (олигоцен — нижний миоцен) и связанной с ним нефтегазоносностью; 7) широким развитием дизъюнктивных нарушений, не только секущих породы фундамента, но и проникающих в отложения чехла, иногда до самого верха; 8) проявлением карста,

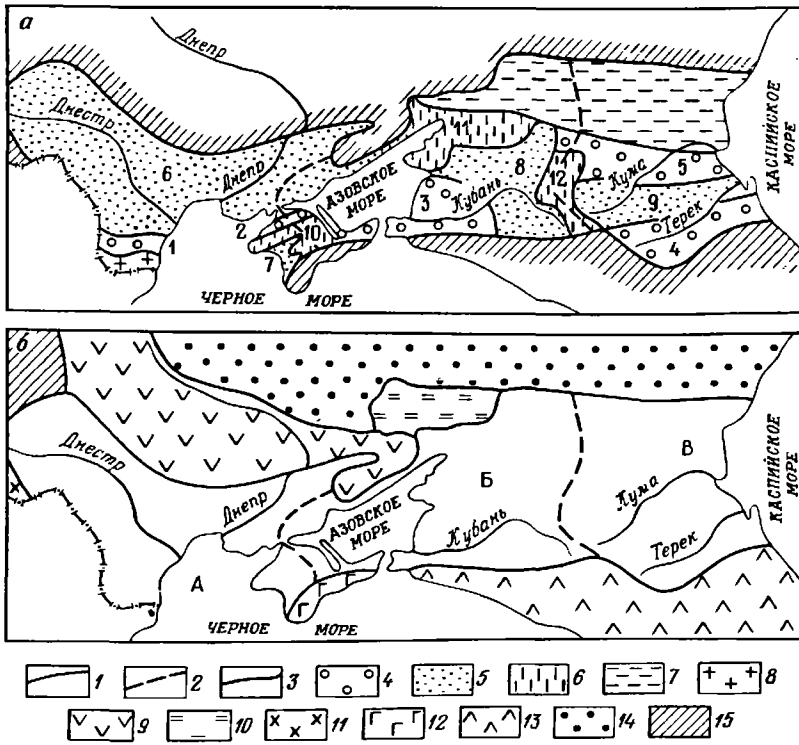


Рис. 33. Схема структурно-геологического (а) и гидрогеологического (б) районирования Каспийско-Черноморской артезианской области.

1 — границы АО; *2* — границы АБ: *3* — границы геологических структур; *4* — прогибы (1 — Преддобруджинский, 2 — Каркинитский, 3 — Азово-Кубанский, 4 — Терско-Кумский, 5 — Восточно-Манычский); *5* — впадины (6 — Северо-Причерноморская, 7 — Альминская, 8 — Восточно-Кубанская, 9 — Терско-Кумская); *6* — своды (10 — Крымский, 11 — Ростовский, 12 — Ставропольский); *7* — кряж Карпинского; *8* — Добружинский массив; *9* — Украинская СО; *10* — Донецкая СО; *11* — Карпатская СО; *12* — Крымская СО; *13* — Кавказская СО; *14* — Прикаспийский АБ; *15* — Львовский АБ. Артезианские бассейны Каспийско-Черноморской АО: А — Северо-Причерноморский; Б — Приазовский; В — Средне-Каспийский

как современного, так и погребенного; 9) интенсивным проявлением гидровулканизма, неотектоники и землетрясений, особенно в предгорных районах.

Водоносность пород фундамента в области развития дорифейских складчатых комплексов изучалась на Причерноморском склоне Украинского щита. В зоне выветривания метаморфических и интрузивных пород вскрываются напорные воды, которые дают небольшие водопритоки — до 0,5 л/с, несколько возрастающие (до 1,5 л/с) в зонах тектонических нарушений.

Водоносность пород фундамента в пределах Скифской плиты характеризуется значительными перепадами: большинство скважин имеют дебит 0,03—0,3 л/с, в Евпатории с глубины 900 м был получен приток 5—11 л/с, в Предкавказье некоторые сква-

жины дали притоки 14—16 л/с. Воды напорные, нередко дают излив при вскрытии (Новоселовская площадь и Евпатория в Крыму, Кавминводская, Черкесская и другие площади в Предкавказье). Некоторые скважины на Ставропольском своде и кряже Карпинского, а также в Терско-Кумской впадине оказались практически безводными.

Пьезометрические отметки уменьшаются с удалением от складчатых сооружений к центру АО (с юга от Кавказа и Крыма на север и с севера от Украинского щита и Донбасса на юг). В этих же направлениях растут минерализация и температура вод. Наибольшая минерализация (100—170 г/л) отмечена на кряже Карпинского. Высокая минерализация вод фундамента в Предкавказье возможна также под южной соленосной толщей.

В Терско-Кумской впадине отмечена аномальность поведения вод в промежуточном этаже фундамента (триасовые отложения), где напоры значительно выше, чем в юрских и нижнемеловых отложениях, а минерализация на 60—70 г/л меньше, чем в вышележащих толщах. На глубинах 5—7 км температура вод фундамента достигает 230 °С.

В чехле АО выделяются четыре ВК, распространенные только на южной окраине Восточно-Европейской платформы, преимущественно в Молдавском АБ: венд-кембрийский, силурийский, девонско-каменноугольный и пермо-триасовый. Наиболее широкое распространение в пределах АО получили юрский, нижнемеловой, верхнемеловой — палеоцен-эоценовый и неоген-четвертичный ВК. Роль разделяющих ВУТ выполняют верхнеюрские пестроцветные отложения, альбские и майкопские глины. Наибольшим (почти повсеместным) распространением отличаются самые молодые ВК и ВУТ неоген-четвертичного ВК и майкопских глин.

Венд-кембрийский ВК представлен песчаниками и алевролитами, мощность которых возрастает в южном направлении и достигает максимума 1—1,5 км в Преддобруджинском прогибе. Наибольшая обводненность наблюдается на севере, в долине р. Днестра, где ВК залегает непосредственно под аллювиальными отложениями. С погружением ВК производительность скважин падает с 4 до 0,05 л/с. На юге Молдавского АБ в интервале глубин 1321—1626 м удельные дебиты скважин составили всего лишь 0,008—0,002 л/с. С севера на юг минерализация вод возрастает от 0,5 до 106 г/л. При этом изменяется состав вод от гидрокарбонатного кальциевого (на севере) до хлоридного натриевого с повышенным содержанием брома и йода (на юге) до 250 и 7,5 мг/л соответственно. Температура вод в области питания составляет 15—20 °С, а в области наибольшего погружения (около 4 км), видимо, достигает 120 °С.

Силурийский ВК сложен известняками, мергелями, доломитами, ангидритами в северной и центральной частях Молдавского АБ и преимущественно песчано-глинистыми отложениями на юге. Мощность ВК в южном направлении увеличивается от 100 до 1000 м. Водоносность карбонатных отложений, особенно при

неглубоком их залегании, довольно высокая — дебиты скважин достигают 30 л/с. С погружением притоки воды в скважины заметно сокращаются: на юге Молдавского АБ на глубинах 975—1505 м удельные дебиты составляют лишь 0,0008—0,005 л/с.

Минерализация вод с глубиной увеличивается — 1—6 г/л на глубинах 100—400 м и 50—60 г/л на глубинах 900—1200 м. Соответственно и состав вод изменяется от сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого. В глубоких зонах появляются йод и бром, а температура вод возрастает до 80 °С.

Девонско-каменноугольный ВК изучен довольно слабо, поскольку он обычно залегает на глубинах более 1 км (юг Молдавского АБ). Близко к поверхности этот ВК встречен в долине р. Збруч (приток Днестра). В его сложении принимают участие терригенные и карбонатные породы общей мощностью 200—1300 м. На севере (долина р. Збруч) дебит скважин составляет 1—1,5 до 3,5 л/с. Воды — пресные. На юге обводненность пород, по-видимому, небольшая, а воды имеют минерализацию 30—40 г/л и более.

Пермо-триасовый ВК распространен только на юге Молдавского и на востоке Средне-Каспийского АБ. В его разрезе преобладают вулканогенно-терригенные отложения. В Молдавии, кроме того, встречены и соленосные формации. Общая мощность ВК достигает 2 км, а глубина залегания обычно превышает 0,6 км. Опробованием отдельных скважин на юге Молдавии установлено, что водоносность пород довольно хорошая. Воды имеют минерализацию до 77 г/л и хлоридный натриевый состав. Содержание брома и йода достигает 120 и 17 мг/л соответственно. На востоке Средне-Каспийского АБ трещинно-грунтовые воды имеют минерализацию 3—21 г/л. На больших глубинах предполагается широкое распространение рассолов.

Юрский ВК широко распространен в пределах АО (рис. 34, *а*). В его строении участвуют песчанки, алевролиты, аргиллиты с углистыми прослоями, а также известняки и доломиты. В Восточном Предкавказье (Терско-Каспийский прогиб) и в акватории Черного моря их мощность достигает 4 км, в других районах она существенно меньше — до 1 км. Глубина залегания ВК обычно превышает 2 км. На поверхность комплекс выходит на востоке Средне-Каспийского АБ (Туаркыр, Мангышлак).

Изменчивость водоносности пород в пределах АО связана с невыдержанностью состава пород по площади и по разрезу. Грубозернистые разности пород, обладающие повышенной обводненностью, образуют шлейфы вокруг поднятий и антиклинальных зон, а глинистые осадки накапливались преимущественно в глубоких прогибах. На восточном побережье Каспийского моря накапливались угленосные отложения. Мощные глинистые водоупоры отмечаются в Западном Предкавказье (тоар-ааленовая толща аргиллитов мощностью до 400 м, пестроцветные глины верхней юры мощностью до 600 м), Терско-Кумской впадине (глинистая пачка

средней юры мощностью до 100 м), Северо-Причерноморской впадине и в других районах.

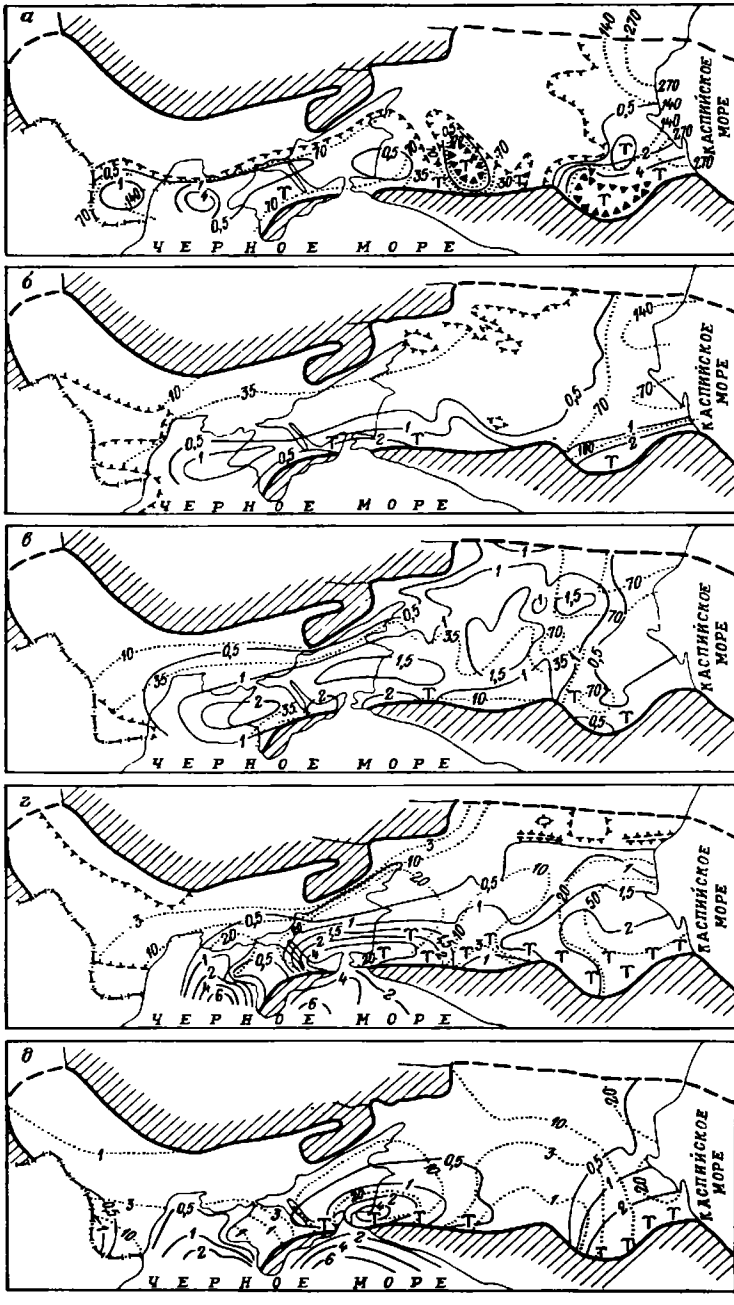
В Терско-Кумской впадине наибольшей обводненностью характеризуются пачки песчаников средней юры с пористостью 10—15 % и доломиты верхней юры с пористостью 6—7 %. Мощность водоносных горизонтов составляет 50—100 м. Водопритоки изменяются от 0,03 до 2,5 л/с. Большинство скважин изливает. Избыточное давление равно 6—12 МПа. В Терско-Каспийском прогибе карбонатные коллекторы верхней юры и терригенные коллекторы средней юры залегают на глубинах 3—5 км и более. В них, как и в Терско-Кумской впадине, получены самоизливы сильно газированных вод. Дебиты достигали 12 л/с с глубины 4,5 км, а избыточное давление на устье скважины составляло 7 МПа. Водонефтегазоносные горизонты установлены на восточном борту Средне-Каспийского АБ. Степень обводненности пород обычно невелика, но при вскрытии глубокозалегающих горизонтов отмечается излив скважин.

В Западном Предкавказье прослеживаются зоны развития песчаников протяженностью до 200 км, шириной несколько десятков километров и мощностью до 100 м. Чаще их размеры и мощность бывают в несколько раз меньше. Например, во Фроловско-Черкесской зоне (юго-восток Восточно-Кубанской впадины) дебиты скважин из нижнеюрских отложений достигают 12, среднеюрских 4, а верхнеюрских 17 л/с. Хорошей обводненностью характеризуются также известняки и доломиты верхней юры. В районах, прилегающих к Большому Кавказу, отмечается излив скважин с избыточным давлением над устьем 1,5—20 МПа. Глинистые толщи более выдержаны по площади и разрезу. Производительность скважин, вскрывающих юрский ВК, обычно не превышает 1 л/с, но возрастает в антиклинальных зонах.

В Степном Крыму преобладает глинистый разрез, поэтому дебиты скважин составляют 0,1—1,1 л/с. Исключение представляют известняки верхней юры, которые в одной из скважин дали приток 30 л/с. Часто при вскрытии ВК наблюдается самоизлив, но избыточное давление над устьем невелико — до 0,5 МПа.

Примерно такая же картина наблюдается и в Молдавском АБ, но здесь даже в известняках удельные дебиты скважин и в интервале глубин 600—900 м не превышают 0,1 л/с, а с глубиной их значения еще меньше: на глубине 2,7—2,9 км — менее 0,001 л.

Наиболее высокие отметки пьезометрической поверхности ВК наблюдаются на Минераловодском выступе (1200 м) и в пределах моноклинали северного склона Кавказа (750—800 м). Отмечается общее снижение пьезометрической поверхности от южного борта ЛО на север и далее в сторону Каспийского, Азовского и Черного морей. Лишь в Молдавском АБ пьезометрические отметки понижаются с северо-запада на юго-восток в сторону Черного моря. Аномально высокие напоры прослеживаются на юго-востоке Ставропольского свода, в Терско-Каспийском прогибе и на юге Восточно-Кубанской впадины.


а
б
в
г
д
ЧЕРНОЕ МОРЕ
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Минерализация вод возрастает с погружением ВК: пресные воды встречены лишь на локальных участках в предгорьях Кавказа и Крыма, на глубинах 300—600 м они сменяются солеными водами, а глубже (1,2—1,8 км) преобладают рассолы с минерализацией до 135 г/л. Наиболее высокие концентрации солей (435 г/л) в рассолах установлены в Восточно-Кубанской впадине под соленосной толщей верхней юры. Соленые воды и рассолы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. Для них характерны значительные концентрации брома и йода — до 430 и 95 мг/л соответственно.

В газовой фазе преобладает метан (до 90 %). Содержание углекислоты и азота обычно не превышает 7 %. Газонасыщенность на окраинах АО составляет 1—3 л/л, возрастая до 8 л/л во впадинах и прогибах. В районе Минераловодского выступа воды обогащены углекислотой (3—21 л/л), формируются углекислые воды (сульфатный нарзан в Кисловодске). В Южно-Мангышлакском АБ газонасыщенность юрских ВК велика и заменяется в широких пределах от 0,5 до 1,7 л/л. Газонасыщенность растет с глубиной и от окраин к центру АВ. В составе газов преобладает метан. Встречены также тяжелые углеводороды, азот (до 10 %), углекислота (1—3 %) и водород.

Температура вод на глубине 1,5 км составляет 60—70 °С, а глубине 3 км возрастает до 135 °С (Восточно-Кубанская впадина).

Верхнеюрская ВУТ образована ангидрито-соленосными и пестроцветными терригенными отложениями кимеридж-титона. Терригенно-гипсоносная толща выходит на поверхность на северном склоне Кавказа узкой полосой шириной в 10—15 км. В северном направлении ВУТ погружается на глубину 0,5—4 км. При этом гипсоносные отложения замещаются ангидритами, а в ряде районов — каменной солью (Восточно-Кубанская, запад Терско-Кумской впадины и Терско-Каспийский прогиб).

Общая мощность ВУТ достигает 600 м в Азово-Кубанском прогибе, 900 м в Восточно-Кубанской впадине, 400 м и более в Терско-Каспийском прогибе и Терско-Кумской впадине. Значительную мощность ВУТ, видимо, имеет в наиболее прогнутой части Северо-Причерноморской впадины, где она представлена глинистыми отложениями.

Нижнемеловой ВК занимает несколько большую площадь, чем юрский (см. рис. 34, *б*). Он представлен преимущественно песчано-глинистыми отложениями. Мергели, известняки и мел встречаются в его разрезе реже (Молдавский АБ, Крым, Восточное Предкавказье). Мощность ВК в среднем составляет 0,5—1 км, возрастая до 5 км в Азово-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах.

Рис. 34. Схематические карты основных водоносных комплексов и водоупоров Приаральской АО:

а — юрский ВК; *б* — нижнемеловой ВК; *в* — верхнемеловой-палеоцен-эоценовый ВК; *г* — олигоцен-миоценовая ВУТ; *д* — неоген-четвертичный ВК. Условные обозначения см. на рис. 30. Минерализация вод на рис. 34, *д* дана для сарматского водоносного горизонта

Отложения нижнего мела выходят на поверхность в предгорьях Кавказа и на Мангышлаке. В этих районах отмечаются повышенная обводненность пород и закарстованность известняков. Наибольшие дебиты источников (до 202 л/с) установлены на северном склоне Кавказа (известняки валанжина юго-западнее Кисловодска и Нальчика), в других районах (Западный Крым) дебиты источников не превышают 3 л/с.

На большей части территории, где распространен этот ВК, он залегает на глубинах 1—2, а в прогибах — до 6 км. Накопление нижнемеловых осадков происходило в прибрежно-морских условиях, поэтому с погружением ВК заметно возрастает роль глинистых отложений. Песчано-алевролитовые коллекторы выклиниваются с удалением от областей размыва. Так, в Терско-Кумской впадине выделяется 10—13 таких коллекторов мощностью по 15—30 м, а во Фролово-Черкасской антиклинальной зоне 5—6 коллекторов по 15—50 м. Сходная картина наблюдается и в других структурах.

Наибольшая водоносность в областях погружения ВК наблюдается в известняках валанжина — дебит скважин до 70 л/с (Сунженский АБ) и 0,6—4 л/с (Восточно-Крымский АБ). Песчано-алевролитовые отложения дают значительно меньшие притоки — обычно менее 0,5 л/с при понижении уровня на десятки и даже сотни метров. Исключение представляют структуры Терско-Каспийского прогиба, где скважины имеют производительность 3—4 л/с, и юго-востока Азово-Кубанского АБ — до 50 л/с.

Пьезометрическая поверхность в нижнемеловом ВК имеет примерно такой же характер, что и в юрском ВК. Значительная приподнятость южного борта (Предкавказье, предгорный Крым) по сравнению с северным сказывается на том, что влияние горных сооружений на распределение напоров прослеживается значительно дальше, чем, например, влияние Украинского щита. При опробовании скважин уровни в нижнемеловом ВК часто устанавливаются несколько ниже, чем в юрском ВК. Скважины изливают сравнительно редко и обычно с небольшим избыточным давлением (0,1—0,3 МПа). Исключение представляют некоторые районы Восточно-Крымского АБ, где его величина достигает 7 МПа, и западное Предкавказье — до 1,4 МПа. Область аномально высоких напоров установлена также в отложениях неокома в Терско-Каспийском прогибе.

Пресные воды распространены лишь в областях выхода ВК на поверхность и занимают небольшие площади (Предкавказье и Предгорный Крым). Их состав — гидрокарбонатный натриево-кальциевый. По мере продвижения вод от гор в степные равнины и с глубиной они обогащаются сульфатами и хлоридами. Наибольшая глубина обнаружения пресных вод составляет 1,9 км (Варенниковская площадь, Азово-Кубанский прогиб).

Соленые воды встречены по бортам АО. На северном борту зона солевых вод шире (до 200 км), чем на южном (десятки километров), но зато проникает глубже (до 3 км).

Воды пониженной минерализации (до 15 г/л) отличаются повышенными содержаниями гидрокарбонат-иона и высокими напорами в области погребенных поднятий (вал между Восточно-Кубанской впадиной и Азово-Кубанским прогибом). Состав соленых вод — преимущественно сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Среди микрокомпонентов присутствуют бром (до 100 мг/л) и йод (до 20 мг/л).

Наиболее широко распространены рассолы, минерализация которых возрастает к центру АО, а в Терско-Кумском АБ — в северном направлении к кряжу Карпинского, где она достигает 130 г/л. Средняя минерализация рассолов 50—75 г/л, состав — хлоридный натриевый, кальциево-натриевый. Содержание брома — до 400, йода — до 67 мг/л.

В газовой фазе преобладают азот и метан. От окраин АО с погружением ВК азотные газы сменяются азотно-метановыми, а затем метановыми. В этом же направлении увеличивается газонасыщенность вод. Максимальные ее значения достигают 8 л/л в Терско-Кумской впадине, 3,5 л/л в Терско-Каспийском прогибе, 9 л/л в Азово-Кубанском прогибе. На отдельных участках (район Кавказских Минеральных Вод, центральная часть Терско-Кумской впадины) воды насыщены углекислотой.

Температура вод на глубине 1 км составляет 40—60 °С, а на глубине 3 км достигает 100 °С и более. Нередки случаи, когда воды при изливе скважин имеют температуру 90—100 °С (Азово-Кубанский прогиб, Терско-Кумская впадина и др.). В 120 км восточнее Ставрополя выявлена Журавская геотермическая аномалия площадью 15—20 тыс. км^2, где в нижнемеловой толще на глубине 3 км зафиксированы воды с температурой 150—165 °С.

Альбская ВУТ, сложенная сероцветными глинами и алевролитами, прослеживается во многих районах АО. Мощность ее весьма изменчива — до 35 м в Терско-Кумской впадине, 100—210 м в Терско-Каспийском прогибе, 250 м и более в Азово-Кубанском прогибе. ВУТ играет важную роль в изоляции нижнемелового ВК от вышележащих и в создании благоприятных условий для накопления и сохранения под ней нефтяных и газовых месторождений.

Верхнемеловой — палеоцен-эоценовый ВК отличается от предыдущих большей однородностью и выдержанностью разреза и почти повсеместным распространением. В Восточном Предкавказье в нем развиты преимущественно карбонатные отложения (известняки, мергели), а в Западном Предкавказье и других районах АО — карбонатно-терригенные отложения (алевролиты, песчаники, глины, мергели, известняки, мел). Мощность ВК изменяется от 0,4 до 0,8 км, достигая 3 км в северной части Черного моря (см. рис. 34, *в*). Комплекс обычно залегает на глубине 1—2 км, а в прогибах — до 5 км.

В районах выхода карбонатных отложений на поверхность (Предкавказье, Предгорный Крым, верхнее Приднестровье) наблюдаются их закарстованность и появление многочисленных

источников, дебиты которых изменяются от 0,5 до 200 л/с. В этих районах, особенно на северном склоне Кавказского хребта, скважины дают очень большие притоки — десятки, иногда сотни литров в секунду, а в отдельных случаях до 800 л/с. Терригенные отложения обводнены значительно хуже, довольно часто в них обнаруживаются водоупорные горизонты.

Структурные условия сказываются на степени водоносности пород. В синклинальных структурах с погружением водоносных горизонтов дебиты скважин заметно уменьшаются (до 0,01 л/с). В антиклинальных структурах, на участках поднятий и валов производительность скважин значительно выше: так, на Минераловодском выступе с глубины 929 м получен приток 74 л/с, в Черногорской моноклинали (Суженский АБ) с глубины 995 м 464 л/с, на Крымском своде с глубин 960—1100 м — до 3—25 л/с. Кроме того, выделяются зоны повышенной обводненности, связанные с изменением коллекторских свойств по площади. В Предкавказье одна из них тянется в почти широтном направлении от Минераловодского выступа на запад в сторону Азовского моря. Другая зона прослеживается на северо-восток от Ставропольского свода. На Причерноморском склоне Украинского щита лучше всего обводнены континентальные отложения бучакской свиты (средний эоцен) на междуречье Днепра и Молочной дебиты скважин в них достигают 30 л/с.

Пьезометрические отметки снижаются от Предкавказья и предгорий Крыма на север, а от Украинского щита — на юг к Черному, Азовскому и Каспийскому морям. В Терско-Каспийском прогибе пьезометрические отметки с погружением ВК, наоборот, повышаются до 1500—1800 м по сравнению с отметками в области выхода ВК на поверхность. Область излива скважин приурочена к окраинам АБ, граничащим с горными районами Кавказа и Крыма. В Предкавказье, кроме того, она протягивается от Минераловодского выступа к Прикумску и далее на северо-восток. Избыточное давление на устье скважин достигает 7 МПа. Судя по резкому снижению напоров на небольшом расстоянии (до 20 км), эта аномальная зона, видимо, прерывается разломом северо-восточного простирания. Следует также отметить, что в Восточном Предкавказье пьезометрические отметки в верхнемеловом ВК устанавливаются выше, чем в нижнемеловом и юрском ВК.

Пресные воды распространены на северном и южном крыльях АО, соответственно на Причерноморском борту Украинского щита и в предгорьях Крыма и Кавказа. Ширина полосы пресных вод на севере несколько больше 100 км, а на юге составляет десятки километров. Глубина вскрытия пресных вод обычно превышает 400 м. Состав вод — гидрокарбонатный кальциевый. В условиях степного ландшафта пресные воды обогащены сульфатами и хлоридами.

Соленые воды широко распространены в континентальных частях Северо-Причерноморского и Мелитопольского АБ. Они образуют узкие полосы вдоль предгорий Крыма и Кавказа. В Пред-

кавказье солеиые воды приурочены к положительным структурам — Ставропольскому своду и валу, разделяющему Азово-Кубанский прогиб и Восточно-Кубанскую впадину. Состав вод — гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Воды содержат ряд компонентов (мг/л): йод — до 40; бром — до 85, аммоний — до 70 и др.

Рассолы начинаются с глубин 1—1,5 км и приурочены к наиболее опущенным частям ВК. Их минерализация не превышает 60 г/л. Состав вод — преимущественно хлоридный натриевый и кальциево-натриевый. Содержание йода достигает 30 мг/л, брома 200 мг/л.

На окраинах АО в газовой фазе преобладает азот. С погружением ВК состав газов изменяется на метаново-азотный и азотно-метановый. В центральных частях АО преобладает метан и отмечается максимальная газонасыщенность (2,9 л/л). В районе Минераловодского выступа вскрыты углекислые воды с содержанием свободной углекислоты до 2,2 г/л.

Температура вод колеблется в пределах 4—140 °С. Наиболее высокие температуры были установлены при испытании скважин в районе Прикумска (район Журавской геотермической аномалии на западе Терско-Кумской впадины), где с глубины 2,7 км были получены воды с температурой 91—104 °С на устье и 156 °С на забое. Дебит равен 3,5 л/с, а избыточное давление достигает 7 МПа.

Олигоцен-нижнемиоценовая ВУТ представлена битуминозными глинами с подчиненными прослоями алевролитов, реже песков и песчаников, относимых к майкопской серии. Роль песчано-алевролитовых отложений возрастает в районе акватории Азовского моря, а также на северной окраине АО. Мощность ВУТ изменяется от 0,5 до 1 км, возрастая в предгорных прогибах до 4 км (см. рис. 34, *г*).

Майкопская толща является надежным региональным флюидоупором, с которым связаны нефтяные и газовые месторождения. В ней также встречаются высоконапорные водоносные горизонты. Полоса устойчивого самоизлива скважин с избыточным давлением, достигающим 7 МПа, прослеживается вдоль Кавказа на расстояние до 200 км от южной окраины АО. Дебиты скважин весьма изменчивы — от 0,00008 до 200 л/с, причем преобладают значения 0,1—0,3 л/с. Минерализация вод с погружением ВУТ увеличивается с 0,5 до 71 г/л. Состав вод в основном хлоридный натриевый. Встречаются высокие концентрации йода — до 80 мг/л. Кроме того, характерны значительная газонасыщенность вод (1—3 л/л и более), преобладание метана в газовом составе и повышенные температуры вод (до 133 °С).

Неоген-четвертичный ВК распространен почти повсеместно. В его строении принимают участие породы различного состава и генезиса: мелководноморские — пески, глины, ракушечники (средний — верхний миоцен — нижний плиоцен); континентальные — песчаники и глины (средний плиоцен); мелководноморские и кон-

плиоценовые — пески и глины (верхний плиоцен и антропоген). Общая мощность ВК изменяется от 0,3 до 0,5 км, увеличиваясь в Азово-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах до 3 км (см. рис. 34, *д*).

Комплекс изучен довольно хорошо, и в его разрезе выделяют большое число водоносных горизонтов (ВГ). Так, в среднемиоценовых отложениях — это чокракский, караганский и конкский ВГ. В Предкавказье они залегают на глубинах до 3 км. Многие скважины дают излив, но с небольшим избыточным давлением — до 0,2 МПа. Наибольшей обводненностью отличается чокракский ВГ, в котором скважины дают дебит 1—3, до 27 л/с. Воды часто соленые (2—25 г/л) и термальные (до 108 °С).

В Крыму эти горизонты имеют меньшие мощность (до 100 м) и глубину залегания (до 300 м). Лучше всего обводнены крылья и своды антиклинальных структур, где обычно встречаются пресные воды. Несколько отличается обстановка на Керченском п-ове, где наблюдается серия мульд — малых АБ — и значительное увеличение мощности отложений и глубин их залегания (до 2 км). Скважины дают излив с дебитом до 4 л/с. Воды соленые (3—10 г/л), а иногда рассольные (до 80 г/л), сероводородные, термальные (до 52 °С).

В Северном Причерноморье глубина залегания среднемиоценовых отложений увеличивается от Украинского щита на юг с нескольких десятков до 600 м. Дебиты скважин составляют 1—6 л/с. С погружением пород минерализация вод увеличивается с 0,5 до 37 г/л.

Наибольшей обводненностью характеризуются верхнемиоценовые отложения. В отложениях сармата и мэотиса выделяется несколько водоносных горизонтов. В Восточном Предкавказье они залегают на глубинах до 3,5 км. Дебиты скважин составляют 0,2—10 л/с. До глубины 400 м воды пресные, ниже минерализация вод возрастает до 10 г/л и более. В Западном Предкавказье ведущая роль принадлежит горизонтам среднего сармата и мэотиса. На юге, в верхней части разреза, примерно до глубины 300 м вскрываются пресные воды, а глубже — соленые воды, нефтяные и газовые залежи. С глубиной и по направлению движения подземных вод от предгорий Кавказа на север минерализация возрастает до 70 г/л и изменяется их состав: HCO_3-Ca-Na→Cl-HCO_3-Na→Cl-Na. В Азово-Кубанском прогибе скважины часто изливают, при этом избыточное давление на устье достигает 3 МПа, а дебиты составляют 0,1—3 л/с.

В Крыму лучше всего обводнены ракушечные известняки и пески верхнего сармата и мэотиса. В Альминском АБ скважины при изливе дают 9—34 л/с, а в Тарханкутском прогибе удельные дебиты скважин достигают 25 л/с, причем наибольшие их значения приурочены к синклинальным структурам. Воды верхнемиоценовых отложений преимущественно пресные, по вблизи морских побережий и в погруженных частях АБ их минерализация возрастает до 10 г/л, реже больше.

В Нижне-Днепровском и Молдавском АБ наибольшие притоки получены в известняках нижнего сармата (до 6 л/с — Нижнее Приднестровье), известняках и песках среднего сармата и мэотиса (до 7, иногда 55 л/с — северные районы АБ). Как правило, лучше обводнены известняки. Пресные воды распространены преимущественно на северных крыльях АБ. С погружением в сторону Черного моря минерализация вод возрастает до 20 г/л, а на юге, Молдавского АБ до 65 г/л. Зона опреснения вод сарматских отложений прослеживается в Каменско-Кишиневской полосе развития барьерных рифов, характеризующихся повышенной трещиноватостью и обводненностью. В Молдавском АБ с ростом минерализации наблюдается увеличение содержания фтора (до 10 мг/л и более) и сероводорода.

Плиоценовые отложения содержат до восьми водоносных горизонтов. Наибольшее их разнообразие и максимальные мощности (30—50 м и более при общей мощности плиоцена до 1,5 км) наблюдаются на юге Предкавказья. Горизонты, как правило, высоконапорные, при вскрытии часто дают излив. Дебиты скважин колеблются в значительных пределах (л/с): в отложениях понта — 2—30, надпонтических 2—15, киммерийских 1—30, куяльницких 0,1—7, апшеронских 2—5, армавирских, танаисских и краснодарских 0,5—20. Большинство горизонтов до глубины 500, иногда 1000 м содержат пресные воды и широко используются для водоснабжения. В глубоко залегающих горизонтах встречены воды с минерализацией до 5 г/л. В северном направлении от Кавказа и на Ставропольском своде большинство ВГ выклинивается, значительно ухудшается их обводненность, расширяется распространение соленых вод с минерализацией до 30 г/л.

В Крыму отложения понта и мэотиса образуют единый водоносный горизонт. Значительной обводненностью отличаются ракушечные известняки: дебиты скважин 10—60 л/с. Воды преимущественно пресные, но вблизи морского побережья их минерализация возрастает до 32 г/л. Средне- и верхнеплиоценовые отложения обводнены слабо, часто образуют зону аэрации над нижележащими ВГ.

На юге Украины и в Молдавии в плиоценовой толще прослеживается два-три ВГ — в понтических киммерийских и куяльницких, а также левантинских отложениях. Наибольшие притоки получены из известняков понта в районе Одессы (до 50 л/с). В других районах ВГ сложены песками. Дебиты скважин в них обычно изменяются от 1 до 3 л/с, редко возрастая до 20 л/с. Воды в основном пресные, но иногда их минерализация увеличивается до 5 г/л. Состав вод пестрый — гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный, кальциево-натриевый.

Среди четвертичных отложений лучше всего обводнены аллювиально-пролювиальные гравийно-песчаные образования и галечники в предгорных районах Кавказа, имеющие мощность до 300 м и более. Скважины, вскрывшие их, дают до нескольких десятков литров в секунду. В хазарских и бакинских отложениях вскры-

ваются напорные водоносные горизонты. В дельте р. Терек производительность скважин составляет 1—20 л/с, а на надпойменных террасах Дуная, Днепра, Днестра 1—30 л/с. Воды, как правило, пресные.

В ряде районов Украины и на Ставропольской возвышенности небольшие скопления пресных вод приурочены к эоловым пескам. На морских побережьях происходит сложное взаимодействие пресных и соленых вод, поэтому воды имеют разнообразную минерализацию (до 25 г/л и более) и различный состав.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Инфильтрационный режим наблюдается в верхней части разреза до глубин 0,5—1 км, реже более. Нижней границей его распространения обычно служит региональный водоупор майкопских глин. В пределах Терско-Манычского, Азово-Кубанского и Северо-Черноморского прогибов в толще майкопских глин и глубже складывались условия, благоприятные для формирования литогенного режима. Он охватывает разрез от миоцена до нижнего мела, а на ряде участков, возможно, до верхней юры включительно. На глубинах 5—6 км и более предполагается существование термоупругого режима.

Наиболее благоприятные условия для инфильтрационного питания создаются в предгорьях Крыма и Кавказа, где оно достигает 50 мм/год и более. С переходом в равнинные области величина такого питания уменьшается до 10 мм/год. Высокое положение областей питания неогеновых и палеогеновых ВГ в предгорьях и глубокое их погружение в предгорных прогибах создают условия для формирования самоизливающихся вод в зоне, примыкающей к горному обрамлению. Ширина этой зоны в Предкавказье составляет 150—200 км. На юге АО вдоль предгорий в полосе шириной несколько десятков километров происходит интенсивная разгрузка подземных вод плиоцен-четвертичных отложений. Для южной части АО характерны также интенсивная тектоническая нарушенность и активный сейсмический режим, что способствует созданию многочисленных положительных и отрицательных гидродинамических аномалий, развитию диапиризма и гидровулканизма. Грязевые вулканы наиболее широко проявились в Керченско-Таманской области, где они своими корнями уходят в нижнемеловые — юрские отложения. Об огромном масштабе их деятельности свидетельствует вынос на поверхность исключительно больших объемов пород, воды и газов. А. М. Плотников оценивает этот вынос с олигоцена до настоящего времени в $15 \cdot 10^9$ м^3 пород и $25 \cdot 10^{12}$ м^3 газов.

Заметная разгрузка подземных вод происходит также в прибереговой полосе Азовского, Каспийского и Черного морей. Она фиксируется в виде субаквальных выходов подземных вод, чаще всего имеющих рассеянный характер. Субмаринная разгрузка подземных вод в Черном море оценивается в 0,5—3,2 км^3/год.

Динамика взаимодействия морских и подземных вод в пределах структур морских акваторий пока не изучена.

Модуль прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод оценивается для северной части АО в 0,1—1, для центральной части в 0,05—0,5, а для предгорной на юге АО — в 2—5 л/с · км^2.

Во многих районах в результате интенсивной эксплуатации водоносных горизонтов и проведения разного рода мелиоративных мероприятий установился искусственный режим подземных вод, произошло заметное снижение их уровня.

В районе создания крупных водохранилищ и магистральных каналов происходят подъем уровня воды на 6—10 м, подтапливание территорий, интенсификация карстообразовательных процессов. В районе Каховского водохранилища (площадь 2,1 тыс. км^2, объем 18,5 млрд. м^3) образовался поток проходной фильтрации шириной 40—50 км. Под каналами формируются купола растекания, влияние которых сказывается на значительные расстояния.

Особенности региональной гидрогеохимии. В Каспийско-Черноморской области выделяются зоны пресных и соленых вод, а также рассолов. Пресные воды отсутствуют в районах развития процессов континентального засоления — на Присивашской равнине, Керченском п-ове, в бессточных впадинах.

Наибольшая глубина залегания подошвы пресных вод (до 800 м) наблюдается в АБ предгорных прогибов Кавказа и Крыма, в других районах она не превышает 200 м. В среднемиоценовых и вышележащих комплексах минерализация подземных вод с удалением от горных сооружений Кавказа и Крыма возрастает быстрее, чем в нижележащих комплексах. Это связано с тем, что ниже майкопских глин минерализация вод мало зависит от расстояния до горного обрамления. Севернее зоны разгрузки грунтовых вод, стекающих с предгорий, располагается область их засоления. Интенсивный водоотбор из горизонтов неоген-четвертичных отложений приводит к замещению вод солеными как по площади, так и по глубине. Особенно активно эти процессы протекают в прибрежно-морской полосе. Скорость продвижения фронта соленых вод в Северо-Сивашском АБ составляет 200—440 м/год. В некоторых районах наблюдается загрязнение подземных вод верхних горизонтов компонентами техногенного происхождения.

Наиболее широко распространена в Каспийско-Черноморской АО зона соленых вод, мощность которой превышает несколько километров. Состав вод — гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. На южном крыле АО в юрско-меловых ВК часто наблюдаются гидрохимические инверсии, связанные с внедрением пресных вод инфильтрационного генезиса, которое произошло в предыдущие эпохи. Для соленых вод характерны повышенные концентрации йода, брома, бора, органических веществ, аммония, кремнезема, иногда фтора (Молдавия). Важно отметить, что максимальные содержания бора (до 1,3 г/л) установлены на участках тектонических нарушений и грязевых вулканов. Воды грязевых

вулканов отличаются большими содержаниями многих других компонентов — рубидия, стронция, калия, фтора. Широкое распространение, особенно в Крыму, получили соляные озера морского и континентального происхождения. Содержание солей в них достигает 25 г/л. Евпаторийские и Сакские озера используются для добычи поваренной соли и брома, а целебные грязи — для лечения.

Рассолы обычно встречаются на глубинах более 2 км преимущественно в юрских, реже в нижнемеловых и еще реже в более молодых отложениях. Минерализация рассолов в основном колеблется в пределах 60—100 г/л, лишь в Азово-Кубанском АБ достигая 425 г/л. Состав рассолов — хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. В крепких рассолах содержание хлоридов кальция достигает 25 %, а в весьма крепких рассолах появляются хлориды магния. С ростом минерализации увеличивается концентрация брома (до 1900 мг/л). Отмечается резкое повышение содержания рубидия, цезия и стронция на глубинах около 3 км [31], что связывается с процессами термокаталитического преобразования органо-минерального комплекса глинистых минералов. Обычно крепкие рассолы не содержат больших количеств йода, но на ряде площадей Предкавказья в рассолах установлены его аномально высокие концентрации (до 100 мг/л), что объясняется привносом органического вещества с седиментационными водами нормальной солености. Максимальные концентрации йода (до 100 мг/л) характерны для вод с минерализацией 30—70 г/л.

На особенности газового состава большое влияние оказывает нефтегазоносность, широко проявившаяся в мезозойских, палеогеновых, иногда неогеновых отложениях Предкавказья, Крыма, Северного Черноморья и Прикаспия. В верхней части разреза преобладают азотные газы. Начиная с майкопской толщи, иногда с миоценовых отложений и глубже, ведущими становятся углеводородные газы. Воды глубоких горизонтов часто обогащены углекислотой, что обусловлено как поступлением ее по разломам из кристаллического фундамента, так и процессами термокатагенеза [40].

Углекислота вулканогенного и метаморфогенного происхождения поступает из фундамента в осадочный чехол в районе Кавказских Минеральных Вод (КМВ), насыщает водоносные горизонты валанжиана — титона, верхнего мела и другие и создает большое разнообразие минеральных вод (рис. 35). В районе выделяются четыре основные типа углекислых вод — нарзан, ессентуки, железноводский и пятигорский (табл. 6).

Особенности региональной гидрогеотермии. Термальные воды залегают на сравнительно небольших глубинах. Так, в Центральном Предкавказье на глубине 1 км вскрываются воды с температурой 40—80 °С, а на глубине 3 км — до 140—170 °С. Во многих районах Предкавказья получены изливающие воды с температурой 60—90 °С на устье скважины. Наиболее высокие температуры (215 °С) зафиксированы в Терской антиклинали-

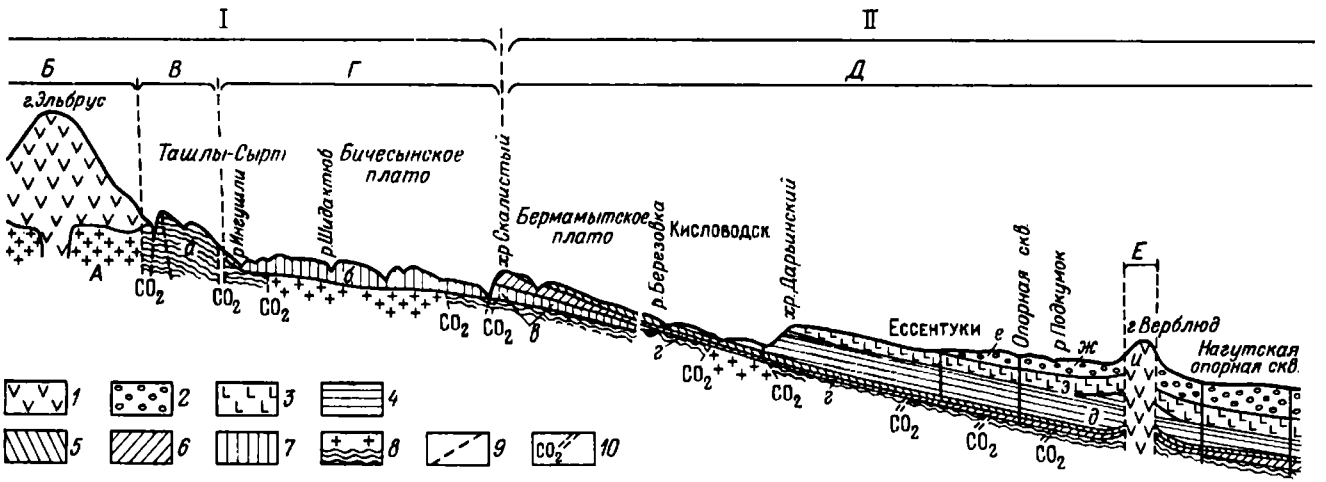


Рис. 35. Схематический гидрогеологический разрез артезианского склона Северного Кавказа.

1—8 — водоносные комплексы (*1* — эффузивы, *N-Q*, *2* — мергели, песчаники и глины, P-N, *3* — известняки и мергели, K_2, *4* песчано-глинистые отложения, K_1alb, *5* — доломитизированные известняки, K_1v, *6* — известняки, J_3, *7* — песчаники и аргиллиты; J_{1-2}, *8* — кристаллические сланцы-граниты, PZ); *9* тектонические нарушения, *10* — предполагаемые пути миграции углекислого газа из фундамента; I — структура Центрального Кавказа; II · Артезианский склон. *А* — $ГМ_н$ Центрального Кавказа; *Б* — Эльбрусский ВБ; *В* — $ГМ_м$ Центрального Кавказа; *Г* — Бельско-Малкинский ААБ; *Д* — артезианский склон (Минеральводское крыло Средне-Каспийского АБ); *Е* — ГМ лакколита горы Верблюд. Типы минеральных вод: *а* — дарасуны и нарзаны баксанского типа; *б* — нарзаны баксанского типа, воды ессентукского и аршинского типов; *в* — сероводородные сульфатного кальциевого состава; *г* — нарзаны кисловодского типа; *д* — то же, но горячие; *е* ессентукские углекислые (соляно-щелочные); *ж* — метановые хлоридные натриевые; *з* азотные гидрокарбонатные и хлоридные натриевые; *и* · радоновые

Таблица 6. **Углекислые воды района КМВ**

Название вод	Формула Курлова	Специфические компоненты
Нарзан «доломитовый»	$M_{3,9}CO_2 1,9 \frac{HCO_3 60 SO_4 26 Cl 14}{Ca 56 Na 24 Mg 20}$ T 17 °С	—
«сульфатный»	$M_{5,0}CO_2 0,8 \frac{HCO_3 55 SO_4 44 Cl 1}{Ca 56 Mg 31 Na 13}$ T 16 °С	—
«горячий» (Пятигорск)	$M_{6,8}CO_2 0,6 \frac{Cl 42 HCO_3 36 SO_4 22}{Na 65 Ca 27 Mg 7}$ T 60 °С	Br, J, Mn, Zn, P
Славяновские (Железноводск)	$M_{3,5}CO_2 0,7 \frac{HCO_3 46 SO_4 37 Cl 17}{Na 61 Ca 31 Mg 7}$ T 55 °С	Fe, Zn, P
Ессентуки № 17	$M_{13,0}\ CO_2 2,9 \frac{HCO_3 59 Cl 41}{Na 92 Mg 5 Ca 3}$ T 11 °С	Br, J, Mn, Zn, Cu
Ессентуки № 4	$M_{8,5}CO_2 1,65 \frac{HCO_3 60 Cl 40}{Na 89 Ca 6 Mg 5}$ T 12,9 °С	Br, J, Mn, Zn
Теплосерная (Пятигорск)	$M_{2,8}CO_2 0,37 \frac{Cl 43 HCO_3 30 SO_4 27}{Na 64 Ca 26}$ T 19,5 °С	Rn

ной зоне на глубине 5750 м и 228 °С — на Затеречной равнине на глубине 7190 м.

Глава 15
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ДРЕВНЕЙШИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

По общности геологического строения и наиболее важных гидрогеологических особенностей складчатые области (СО) объединяются в следующие группы: древнейшие (дорифейские) — Балтийская, Украинская, Анабарская, Алданская; древние (байкальские, каледонские, герцинские) — Енисейская, Казахская, Уральская, Новоземельская, Таймырская, Донецкая; древние омоложенные — Прибайкальская, Саянская, Алтайская, Тянь-Шаньская, Алайская, Забайкальская, Амуро-Охотская; молодые (киммерийские и альпийские) — Карпатская, Крымская, Кавказская, Копетдагская, Памирская, Сихотэ-Алинская, Корякская, Камчатская, Курильская. Некоторые древние СО в результате проявления процессов тектоно-магматической активизации в кайнозое подверглись перестройке. Интенсивные сводово-глыбовые вертикальные движения привели к усилению денудации, способствовали созданию ярусности рельефа и образованию новых базисов дренирования

водоносных горизонтов. Оживление тектонических разломов и проявления вулканизма сопровождались термометаморфическими процессами, образованием различных типов минеральных и термальных вод. Из сказанного видно, что омоложенные древние СО обладают многими признаками молодых СО и поэтому рассматриваются в гл. 17 совместно.

Приведенное выше разделение СО на группы не является единственно возможным. Выше (см. гл. 5) указывалось на различные пути типизации СО по климатическим, орографическим, ландшафтным, мерзлотным условиям и другим признакам [33]. Они также в той или иной мере используются для выявления главных факторов формирования подземных вод.

В табл. 7 приведен перечень основных складчатых областей и наиболее важных артезианских бассейнов, приуроченных к ним.

Дорифейские толщи образуют два этажа — архейский и нижнепротерозойский. Складчатые сооружения архея обычно сложены гранитоидами, интенсивно мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами. В верхней части разреза появляются мраморы, кварциты, амфиболиты и другие породы. В сложении складчатых сооружений нижнего протерозоя участвуют вулканогенные породы, конгломераты, песчаники, глинистые и углистые сланцы, карбонатные отложения, железистые кварциты. Архейские породы метаморфизованы до гранулитовой стадии, а нижнепротерозойские — до амфиболитовой, и только в отдельных зонах до гранулитовой.

Таблица 7. **Наиболее крупные АБ в складчатых областях СССР**

Классы АБ	Название АБ	Чехол АБ	
		Возраст	Мощность, км
Межгорные	Центрально-Камчатский	N—Q	2—3
	Байкальский	N—Q	2—6
	Закарпатский	N—Q	3—6
	Средне-Амурский	KZ	1,5—3
	Нижне-Зейский	J—K—KZ	2—3
	Ферганский	J—K—KZ	3—8
	Куринский и Рионский	J—K—KZ	6—7
	Южно-Каспийский	J—K—KZ	7—12
	Средне-Каспийский	J—K—KZ	5—6
	Алакуль-Балхашский	MZ—KZ	2—5
Латеральные	Южно-Охотский	N—Q	2—3
	Бернигово-Восточно-Охотский	KZ	1,5—4
	Западно-Охотский	KZ	2—8
	Черноморский	J—K—KZ	3—6
Медиальные	Керченско-Таманский, Апшеронский	J—K—KZ	5—8
Предгорные и моноклинальные	Предкарпатский	K—KZ	5—8
	Северо-Крымский	J—K—KZ	0,7—3
	Северо-Кавказский	J—K—KZ	2—5
	Дагестанский	J—K—KZ	3—7
	Северо-Копетдагский	J—K—KZ	3—12

Дорифейский магматизм отличался грандиозными масштабами проявления. Саамский, беломорский и карельский магматические циклы широко проявились в дорифейских складчатых областях, где отмечены три фазы эффузивной деятельности. Интрузивные образования представлены разнообразными гранитоидами, а также основными и ультраосновными породами. Гранитоиды часто слагают крупные массивы, простирающиеся на сотни километров. Все интрузии сильно смяты, изменены и мигматизированы. Жильные образования представлены пегматитами. Эффузивные породы превращены в гнейсы и кристаллические сланцы.

Глубокие понижения фундамента выполнены отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 0,5, редко 3—4 км (Украинский и Алданский щиты). Сильно эродированная поверхность кристаллического фундамента обычно перекрыта четвертичными отложениями разнообразного генезиса — моренами различных стадий оледенения, межледниковыми, флювиогляциальными, озерными и аллювиальными отложениями. Мощность этих отложений не превышает нескольких десятков метров.

ВОДОНОСНОСТЬ СТРУКТУР

В пределах складчатых областей, сложенных дорифейскими образованиями, наиболее широкое развитие получили гидрогеологические массивы первого и второго типов ($ГМ_и$ и $ГМ_м$), а также адмассивы и интермассивы. В ряде районов, кроме того, выделяются артезианские бассейны.

Гидрогеологические массивы. Распространение трещинных вод в разрезе гидрогеологических массивов определяется положением зон трещиноватости различного происхождения: выветривания, региональной тектонической и литогенетической трещиноватости, локальной трещиноватости, вызванной тектоническими нарушениями. В зоне выветривания, которая прослеживается на глубину до 200 м, распространены как грунтовые, так и напорные воды. Во многих районах зона выветривания промерзена (север Балтийского щита). На Алданском щите мерзлота часто проникает до глубин 200 м, редко 600 м. На Анабарском щите породы, видимо, промерзены на глубину до 1 км, что дало основание выделить его в особый тип структур — криогеологический массив. В нем водоносность проявляется лишь в локальных зонах тектонических разломов.

Глубина распространения открытых трещин на Балтийском щите в антиклинальных структурах составляет 15—25 м. Зона выветривания здесь в значительной степени была срезана во время оледенений четвертичного периода. На Украинском щите сохранился достаточно полный разрез коры выветривания, выполняющей роль относительного водоупора и представленной глинистыми породами общей мощностью 3—67 м на северо-западе до 100 м в центре и до 50 м в Приазовье. Экзогенная трещинова-

тость прослеживается глубже — до 150, реже 200 м. На Алданском щите мощность зоны выветривания достигает 100 м.

Водоносность пород зоны выветривания неравномерна: на водоразделах эта зона, как правило, сдренирована, а наибольшая обводненность наблюдается в долинах рек, заложенных по разломам, где дебиты скважин достигают 3 л/с. Иногда наблюдается самоизлив с избыточным давлением над устьем до 0,2 МПа. В долинах рек Алданского и Балтийского (в меньшей степени) щитов наблюдается интенсивная разгрузка трещинно-жильных вод. Наиболее крупные источники на Алданском щите связаны с подрусловыми таликами, участками контактов юрских и архейских образований. Ширина полосы выхода вод достигает 10 км, а суммарный приток 4 тыс. л/с. Довольно высокой обводненностью характеризуются также карбонатные породы нижнего протерозоя на Балтийском и Украинском щитах, где дебиты скважин соответственно достигают 11,5 и 10 л/с.

В целом обводненность пород зоны выветривания низкая: дебиты скважин обычно не превышают 0,5 л/с, причем с глубиной степень водоносности падает. Так, в одном из районов Украинского щита в интервале глубин 30—70 м удельный дебит скважин составляет 0,002—0,2 л/с, а в интервале 100—200 м — всего лишь 0,0001 — 0,002 л/с.

Химические особенности трещинных вод зоны выветривания в значительной степени определяются климатическими условиями. Так, в Балтийском и Алданском щитах преобладают воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 0,01—0,3 г/л. На Украинском щите минерализация вод возрастает с северо-запада на восток с 0,3 до 2 г/л при изменении состава с гидрокарбонатного кальциевого на сульфатный и хлоридно-сульфатный натриевый. На побережьях Баренцева и Белого морей встречаются воды сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией до 8,5 г/л. Для трещинных вод Балтийского щита характерны повышенные содержания фтора (1 мг/л и более) и железа (несколько миллиграммов на литр). Широко известно месторождение марциальных вод Карелии, где в начале XVIII в. был открыт первый в России курорт. Минеральные воды формируются в пиритоносных углистых сланцах протерозоя и отличаются весьма высоким содержанием железа (до 95 мг/л) и сульфатным составом. Сульфатные воды характерны также для многих рудных месторождений районов дорифейской складчатости. Трещинные воды гранитоидов часто содержат радон в количестве 370—3700 Бк/л.

Региональная литогенетическая и тектоническая трещиноватость проявляется в основном в синклинальных структурах (Печенгский, Криворожский и другие синклинории), где напорные пластовые трещинные воды отмечаются на глубинах до 800 м, реже более. Часто региональная трещиноватость усиливается пологими сбросо-надвигами, субпластовыми и вертикальными разломами. Степень трещиноватости увеличивается в зонах конта-

тов слоев пород с различными механическими свойствами, а также на границах структур. Так, Оленегорская синклинальная зона (Балтийский щит) ограничена разломами с интенсивной раздробленностью пород протяженностью до нескольких километров и шириной 100 м и более.

На локальных участках в доломитах и карбонатизированных кварцитах установлен древний карст. Протяженность полосы закарстованных пород в Криворожском синклинории достигает 3 км, ширина 250 м, глубина проявления карстовых полостей 300 м. На этих участках обводненность пород обычно повышена. С глубиной растет минерализация вод. Так, в Криворожском синклинории до глубин 200—350 м ее величина не превышает 5 г/л при хлоридно-сульфатном натриево-магниевом составе, а в интервале глубин 350—800 м она увеличивается до 130 г/л при хлоридном натриевом составе.

Разрывные нарушения разбивают гидрогеологические массивы на блоки различной конфигурации. Эти блоки регулируют поступление подземных вод в зоны тектонических нарушений, представляющих собой дрены — коллекторы. Линейно-вытянутые разломы большой протяженности (десятки и сотни километров), имеющие меридиональное или близкое к нему простирание, сочетаются с локальными нарушениями обычно субширотного простирания, часто радиально-концентрического или веерообразного расположения. Наибольшая обводненность наблюдается в местах пересечения тектонических нарушений, на участках развития трещин оперения и в зонах молодых разломов субширотной ориентировки.

С глубиной притоки подземных вод из тектонических зон значительно уменьшаются с 10 л/с в интервале 100—200 м до 1 л/с в интервале 200—500 м. Ранее предполагалось, что на глубинах 2—3 км в гидрогеологических массивах практически невозможно встретить сколько-нибудь хорошо обводненные зоны. Но бурение сверхглубокой скважины на Кольском полуострове опровергло такие прогнозы . На глубинах 4565—4925, 6170—7620 м и более были обнаружены водоносные зоны. Пластовое давление при вскрытии равно геостатическому. Глубже 9 км резко уменьшаются число и мощность зон трещиноватости, а притоки из них быстро прекращаются после вскрытия зон [21].

В тектонических зонах до глубин 200—500 м обычно вскрываются пресные воды гидрокарбонатного состава. Часто в них отмечаются повышенные содержания сульфатов и хлоридов, а также присутствие специфических компонентов, например радона

На Украинском щите месторождения радоновых вод с содержанием радона до 555 Бк/л трассируются вдоль крупных разломов с меридиональным и близким к нему простиранием.

В тектонических нарушениях вскрываются также соленые воды и рассолы, происхождение которых связывается с проникновением вод древних морских бассейнов и лагун, внедрением

вод из соседних артезианских бассейнов и вод метаморфогенного происхождения, а также с процессами континентального соленакопления. Так, на Балтийском щите установлено два типа соленых вод и рассолов. Один из них по своим особенностям сходен с артезианскими водами, распространенными в соседних районах Русской платформы и имеющими седиментогенное происхождение. Минерализация этих вод 15—137 г/л, состав хлоридный натриевый, содержание брома и йода 42—781 и 1—11 мг/л соответственно. Другой тип рассолов имеет, по-видимому, смешанное и в значительной степени метаморфогенное происхождение. Их минерализация достигает 250 г/л, состав хлоридный кальциево-натриевый. В рассолах отмечаются высокие содержания йода (до 73 мг/л), брома (до 300 мг/л), стронция, радия, мышьяка, свинца, бора и других элементов. В Ловозерском щелочном массиве (Кольский п-ов) вскрыты соленые воды и рассолы уникального состава — фторидно-карбонатного натриевого с минерализацией до 38 г/л. Они образуются в результате выщелачивания виллиомита (NaF).

На Украинском щите происхождение соленых вод и рассолов, встреченных в кристаллических породах на его окраинах (Криворожский синклинорий), связывается с трансгрессией моря в кайнозое. Их состав сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый а минерализация до 200 г/л. В водах обнаружены бром (до 230 мг/л), йод (до 1 мг/л), бор (до 6 мг/л). Соленые воды встречены также в отдельных точках Алданского щита.Так, в Эльконском горсте на глубине 892 м воды имеют минерализацию более 11 г/л.

Артезианские бассейны. На Алданском щите чехол АБ представлен кембрийскими, юрскими и четвертичными отложениями. Терригенно-карбонатная толща кембрия имеет мощность до 800 м и слагает артезианский склон, обращенный в сторону Якутского АБ. На высоко приподнятых водоразделах этот водоносный комплекс часто сдренирован и проморожен. В грабенах и впадинах он сильно обводнен, чему способствует закарстованность пород. В долинах рек комплекс образует крупные выходы подземных вод с расходом до 2 тыс. л/с. Воды обычно пресные, гидрокарбонатного состава. В Чульманском и других АБ кембрийский комплекс слагает нижний ярус чехла. Сверху он перекрыт угленосно-терригенными отложениями юрского возраста мощностью от нескольких сотен до 4500 м. Дислоцированность юрской толщи и неравномерная трещиноватость пород не позволяют выделить выдержанных водоносных горизонтов. Наибольшая обводненность наблюдается в зонах тектонических нарушений, особенно в сквозных таликах долин рек, где дебит скважин достигает 18 л/с. Воды юрских отложений обычно имеют минерализацию до 0,5 г/л, с глубиной она возрастает до нескольких граммов на литр. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный, в глубоких зонах ведущую роль играют сульфаты и хлориды.

Четвертичные отложения на Алданском щите в основном промерзлые. Наибольшую мощность (до 65 м) они имеют в долинах рек Алдана, Селигдара и Якокита, где в таликовых зонах вскрыты пресные воды, обладающие значительными ресурсами.

На Украинском щите АБ приурочены в основном к впадинам, выполненным меловыми и кайнозойскими отложениями. Наиболее крупный, Конско-Ялынский АБ, имеет размеры примерно 50×100 км^2 и мощность чехла до 500 м. Большей обводненностью отличаются мергельно-меловые отложения верхнего мела и пески бучакской свиты, в которых дебиты скважин достигают 3, иногда 13 л/с. В отложениях кайнозоя воды имеют пестрый состав с преобладанием сульфатов и хлоридов и минерализацию 0,6—13 г/л. С глубиной ее величина уменьшается, и в меловых отложениях на глубине 270 м она равна 0,8 г/л.

Кайнозойские отложения во многих районах Украинского щита, особенно на севере и западе, перекрывают кристаллический фундамент. Как правило, водоносные горизонты в отложениях кайнозоя самостоятельного значения не имеют.

На Балтийском щите четвертичные отложения имеют наибольшую мощность, достигающую в троговых частях крупных горных долин нескольких десятков метров. В этих районах выделяются АБ долинного типа, для которых типичны напорный характер вод, их связь с трещинными водами фундамента, малая мощность и невыдержанность водоносных горизонтов. На территориях развития озов и камов образуются крупные бассейны грунтовых вод. Озы и камы представляют собой гряды протяженностью до нескольких десятков километров. Площади камов достигают нескольких тысяч квадратных километров. Мощность ледниковых отложений в указанных районах изменяется от 15 до 30 м. Производительность скважин обычно невелика и не превышает 0,5 л/с. Воды — пресные.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Основными факторами, определяющими особенности региональной динамики подземных вод, являются климатические условия, характер рельефа и наличие мерзлоты (табл. 8).

Условия, благоприятные для наиболее интенсивного водообмена в верхнем гидрогеодинамическом этаже, наблюдаются в районах с расчлененным рельефом и гумидным климатом — северная часть Балтийского и большинство районов Алданского щита. Для них характерно наличие высоких плоскогорий и глубоких троговых долин. Даже островная мерзлота мощностью до 50 м, распространенная в этих областях, не является непреодолимой преградой для активной циркуляции подземных вод. Об этом свидетельствуют значительная густота речной сети (до 0,6 км/км^2), большая озерность речных бассейнов (Кольский п-ов и Карелия — до 15 % территории), преобладание малых рек и соответственно

Таблица 8. Характеристика условий питания и разгрузки подземных вод дорифейских складчатых областей

Щиты	Количество осадков, мм/год	Глубина расчленения рельефа, м	Распространение многолетней мерзлоты	Модули стока, л·(с·км²)	
				речного	подземного
Балтийский	500—600	200—300	На севере островная	8—15	1—2
Украинский	500—550	50—150	Отсутствует	1—3	0,1—0,5
Алданский	400—500	300—700	Островная и сплошная	4—10	2—3
Анабарский	200—300	300 400	Сплошная	4—6	0,5

короткие пути движения подземных вод, наличие нескольких высотных ступеней дренирования гидрогеологических массивов и крупных выходов подземных вод в долинах рек с расходом в несколько сотен литров в секунду и более.

Худшие условия водообмена наблюдаются в центральной и южной частях Балтийского щита, характеризующихся слабой расчлененностью рельефа, высокой заболоченностью (до 50 %) и озерностью (до 20 %). В породах Анабарского щита, скованного панцирем многолетней мерзлоты мощностью до 1 км, свободный водообмен осуществляется лишь в летнее время в пределах сезонноталого слоя и таликовых зон. Он ограничен глубинами в несколько метров. Украинский щит находится в условиях континентального климата, где возрастает роль испарительных процессов.

Нижний гидрогеодинамический этаж, расположенный ниже региональных базисов дренирования, изучен недостаточно. Разрозненные данные о нем имеются в основном по долинам рек на глубину до 300 м, реже более. На этих глубинах в ГМ распространены трещинно-напорные воды, а в АБ — артезианские воды. Они имеют инфильтрационное происхождение и преимущественно восходящий характер движения, что проявляется в выходах на поверхность подземных вод и самоизливе скважин. Важно отметить, что, хотя главными каналами движения в ГМ являются зоны тектонических нарушений, водоносность пород отмечается и в зонах региональной литогенетической и тектонической трещиноватости, что было установлено в синклинорных структурах Балтийского и Украинского щитов.

Особенности региональной гидрогеохимии. Подземные воды верхнего гидрогеодинамического этажа являются преимущественно пресными гидрокарбонатного состава. Среди катионов обычно преобладает кальций, а в условиях развития многолетней мерзлоты — магний. На некотором росте минерализации вод и изменении их состава сказывается географическая зональность. Наиболее отчетливо ее влияние проявляется на Украинском щите, где трещинные воды в Приазовском массиве и грунтовые воды в Конско-

Ялынском АБ имеют сульфатно-хлоридный состав и минерализацию до 13 г/л.

С глубиной минерализация подземных вод возрастает, особенно резко в синклинорных зонах (Печенгская, Криворожская и др.). Обычно подошва пресных вод располагается на глубинах около 2—3 км, а в синклинорных зонах она не опускается глубже 600 м. Происхождение соленых вод и рассолов объясняется как внедрением вод древних морских бассейнов, так и формированием метаморфогенных вод. Рост минерализации с глубиной происходит в основном за счет хлоридов натрия и кальция. Соленые воды и рассолы седиментационного происхождения характеризуются повышенным содержанием брома, а воды и рассолы метаморфогенного генезиса, кроме того,— повышенными содержаниями йода, радия, стронция и других микрокомпонентов (табл. 9).

Среди минеральных вод, кроме йодистых и бромистых, встречаются железистые марциального типа и радий-радоновые ново-украинского и знаменского типов. Новоукраинские воды имеют хлоридно-сульфатный состав, а знаменские — сульфатно-гидрокарбонатный.

Особо следует отметить хмельникское проявление углекислых вод на северо-западе Украинского щита, где в грунитах докембрия вскрыты воды хлоридно-гидрокарбонатного состава с содержанием углекислоты до 0,7 г/л, радона 481 Бк/л и минерализацией 4,9 г/л. Образование углекислых вод в древних щитах — явление весьма редкое и пока трудно объяснимое.

Воды верхнего гидрогеодинамического этажа содержат газы атмосферного происхождения — азот, кислород, углекислый газ и др. С глубиной состав растворенных газов становится в основном азотным. В Хибинском массиве и Криворожском синклинории из тектонически ослабленных зон на глубинах более 500 м отмечаются спонтанные выделения свободных газов преимущественно водородно-азотно-метанового состава (табл. 10).

Плотность газового потока в Хибинском массиве оценивается в 60—80 $см^3/(м^2 \cdot год)$. В масштабах Хибинского массива и Криворожского синклинория выделения метана составляют примерно

Таблица 9. Гидрохимическая зональность по данным опробования Кольской сверхглубокой скважины [21]

Глубины, км	Минерализация вод, г/л	Состав вод	Микрокомпоненты	pH	Состав газа
0—0,8	<1	HCO_3-Ca, SO_4-Ca	—	7	N_2, O_2
0,8—4,5	50—150	Cl-Ca-Na	I, Br, Sr	8,5	(N_2) CH_4, H_2
4,5—5,85	200—300	Cl-Ca	I, Br	≪8	H_2, He
5,85—6,9	>300	Cl-Na	B, F, Rb	<7	H_2, He, CO_2
6,9—9,2	—	Cl-Na-Ca	Br, I, Rb, B	—	CO_2, H_2, He
>9,2	—	Cl-Ca-Mg-Na	—	—	—

Таблица 10. **Состав свободных газов Хибинского массива и Криворожского синклинория (%)**

Структуры	Метан	Азот	Тяжелые углеводороды	Углекислый газ	Водород	Гелий
Хибинский массив	24—91	2—70	0,6—4,7	0,5 (до 2,8)	0,3—19,5	0,1—3,7
Криворожский синклинорий	40—71	12—40	1—7	0	10—13	0,1—1,12

10^5—10^6, а водорода 10^7—10^8 м^3 в год. Газы имеют глубинное происхождение. Дегазация вмещающих пород не может обеспечить сколько-нибудь длительное существование газового потока, поэтому, например, под Хибинским плутоном предполагается образование изолированных очагов генерации газа, где при высоких давлениях и температурах происходят процессы синтеза углеводородов. Вместе с тем, по данным опробования Кольской сверхглубокой скважины, с глубиной (см. табл. 9) метан вытесняется водородом и гелием. С глубин 5,5—6 км заметную роль начинает играть углекислый газ. Это означает, что в глубинных зонах термометаморфические процессы способствуют образованию преимущественно этого газа.

Особенности региональной гидрогеотермии. Температурная зональность тесно связана с географической, поэтому многолетняя мерзлота получила развитие в северных и восточных районах. Так, на Анабарском щите ее мощность достигает 1 км, на Алданском 400 м, а на севере Балтийского щита — нескольких десятков метров. Наиболее широко в рассматриваемых структурах развиты холодные воды (до 20 °С). Геотермический градиент обычно не превышает 1,6 °С на 100 м, поэтому верхняя граница зоны теплых вод проводится на глубинах 2—3 км. Выход горячих вод на поверхность отмечается только на продолжении Байкальской рифтовой зоны на западе Алданского щита. Олекминские термы, связанные с этой зоной, имеют температуру 52 °С. Температурные аномалии, видимо, имеют более широкое развитие и могут быть связаны с зонами разломов и некоторыми интрузивными массивами, как это отмечено для Балтийского щита. В Кольской сверхглубокой скважине на глубине 3,9 км отмечена температура 56,8 °С, на глубине 8,25 км — 131 °С, а на глубине 10,9 км — 185,4 °С. Величина геотермического градиента в протерозойских отложениях (до глубины 6,8 км) колеблется от 1 до 2,5 °С на 100 м (в среднем 1,6 °С), а в архейских отложениях достигает 2 °С на 100 м [21].

Глава 16

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ДРЕВНИХ (НЕОМОЛОЖЕННЫХ) СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ВОДОНОСНОСТЬ СТРУКТУР

Ведущую роль в рассматриваемых СО получили разнообразные типы ГМ. Артезианские структуры небольших размеров встречены преимущественно в Енисейской и Казахской СО. Четвертичные отложения имеют ограниченное распространение в долинах рек, на морских побережьях и в районах древних ледников.

Гидрогеологические массивы. В строении ГМ участвуют два или три структурных этажа. Выходы на поверхность нижнего этажа соответствуют областям развития $ГМ_и$ и $ГМ_м$, среднего — ГАМ и ГИМ, а верхнего — ААБ. Двухэтажное строение характерно для байкалид и герцинид, а трехэтажное — для каледонид. Нижний этаж образован метаморфическими породами (гнейсы, сланцы, кварциты) различного возраста (докембрий — силур), а также интрузивными породами. В Енисейской СО мощность зоны выветривания пород нижнего этажа колеблется от 30 м в долинах рек до 120 м на водоразделах. Обводненность пород небольшая: дебиты источников колеблются в пределах 0,1—1,5 л/с, а скважин 0,05—1 л/с; до 2 л/с и более возрастают притоки в скважины в зонах тектонических нарушений.

В Казахской СО сверху распространена глинистая кора выветривания, которая плащом залегает на породах нижнего этажа. Ее мощность в межсопочных понижениях достигает 20 м. Часто она выполняет роль разделяющего водоупора, поэтому во многих районах даже в зоне выветривания вскрываются слабонапорные воды. Мощность зоны экзогенной трещиноватости не превышает 50 м, достигая наибольших значений в песчаниках. В известняках ордовика трещиноватость несколько усиливается слабо выраженными карстовыми явлениями. Наибольшая обводненность характерна для зон тектонических нарушений, часто приуроченных к долинам рек и имеющих значительные размеры (протяженность до десятков километров и ширину более 50 м). Дебиты скважин на этих участках достигают нескольких, в отдельных случаях 15 л/с. С этими зонами связаны постоянно действующие источники, имеющие дебит до 3 л/с. В 35 км от г. Джезказгана из метаморфических сланцев находится источник с дебитом 32 л/с.

Обычно в Казахской СО водоносность нижнего гидрогеологического этажа весьма слабая: дебиты скважин не превышают 0,5 л/с, а источники весьма редки. Модули подземного стока колеблются в пределах 0,2—0,5 л/(с·км^2). Глубже зоны выветривания обводненность пород проявляется только в зонах тектонических нарушений, которые вскрыты отдельными скважинами и горными выработками в интервале глубин 100—400 м. Полученные здесь притоки составляют 1—3 до 10 л/с.

В Уральской СО нижний этаж выходит на поверхность в центральной, наиболее возвышенной ее части. Слагающие его породы отличаются слабой водоносностью. Мощность зоны выветривания в зависимости от вещественного состава пород колеблется от 30 до 80 м. На водоразделах зона выветривания сдренирована. Источники трещинно-грунтовых вод с дебитами 0,01—0,1, редко до 1 л/с, встречаются в нижней части склонов. Зимой такие источники обычно исчезают.

Заметно увеличивается обводненность на участках развития закарстованных карбонатных пород. На Урале мраморизованные известняки образуют узкие вытянутые блоки площадью до 40 км², в которых формируются изолированные бассейны трещинно-карстовых вод, обычно приуроченные к понижениям рельефа. На этих участках наблюдаются разнообразные карстовые формы — провалы, воронки, блюдца. Дебиты источников достигают 70 л/с, а скважин 30 л/с.

Наибольшей обводненностью в нижнем этаже характеризуются зоны тектонических нарушений, с которыми связаны линейно-вытянутые водоносные зоны, прослеживающиеся в меридиональном направлении на многие десятки и даже сотни километров. К тектоническим зонам приурочены крупные источники с дебитами до 100 л/с. Производительность скважин, вскрывших такие зоны, достигает 80 л/с.

На Северном Урале, Новой Земле и Таймыре широко распространена многолетняя мерзлота, мощность которой достигает 600 м. В этих районах зона выветривания полностью промерзжена.

В Казахской СО средний этаж сложен осадочно-эффузивными породами ордовика, силура и нижнего девона. Зона выветривания в них прослеживается на глубину 50—60 м. В понижениях рельефа она часто перекрывается корой выветривания и глинами неоген-четвертичного возраста. В связи с этим на водоразделах обычно распространены трещинно-грунтовые, а в межсопочных понижениях — трещинно-напорные воды. Наибольшей обводненностью характеризуются известняки, которые слагают линзы в толщах пород различного возраста: производительность скважин в них достигает 3 л/с. На юго-востоке Казахской СО в известняках нижнего девона до глубины 60 м наблюдаются открытые и заполненные глинистыми продуктами выветривания карстовые пустоты. Слабая закарстованность известняков наблюдается и в других районах. Среди иных разновидностей пород повышенной обводненностью отличаются песчаники и конгломераты, дебит скважин в которых обычно составляет 0,2—1 л/с. Сланцы, эффузивы и туфы обладают меньшей водоносностью.

Заметно (до 5 л/с) возрастают водопритоки в скважины на участках тектонических нарушений, которые вскрываются на глубинах 100—400 м. Наибольшей обводненностью отличаются региональные разломы, выполняющие роль подземных дрен и обладающие значительной водосборной площадью. Источники встре-

чаются редко, а в засушливый период многие из них пересыхают. Наибольшие значения их дебита (несколько литров в секунду) отмечаются в зонах тектонических нарушений.

На Урале средний структурный этаж, с которым связаны гидрогеологические интермассивы (ГИМ) и адмассивы (ГАМ), распространен по окраинам складчатых областей (СО). Рассматриваемые структуры претерпели меньшую деформацию, чем $ГМ_м$ и $ГМ_п$, но в них также наблюдаются различные формы складок и многочисленные дислокации.

Особо должны быть отмечены ГИМ и ГАМ на Западном Урале, где они сложены крупными массивами известняков и доломитов верхнего и среднего палеозоя, часто разделены водоупорными толщами на несколько водоносных зон. В Кизеловском каменноугольном бассейне выделяются, например, три такие зоны. Интенсивная тектоническая нарушенность карбонатных пород способствовала развитию глубокого карста. В том же Кизеловском районе карстовые пустоты отмечаются на глубинах 300—1000 м. На участках закарстованных пород происходит частичное, а иногда и полное поглощение поверхностных водотоков с расходом до 8 $м^3/с$. В нижних водоносных зонах ГИМ вскрываются напорные воды. Как ГИМ, так и ГАМ отличаются значительной фильтрационной анизотропностью, неравномерным распределением водоносных и неводоносных зон. Наиболее крупные водопроявления связаны с тектоническими нарушениями и закарстованными породами: дебиты источников и скважин на таких участках колеблются в пределах 30—100 л/с. Значительные притоки (до 778 л/с) фиксируются также в горных выработках Кизеловского угольного бассейна.

Структуры Восточного Урала очень сложны, часто разорваны и надвинуты друг на друга. Среди них выделяется несколько крупных синклинориев и антиклинориев, представляющих собой сложную систему разных типов гидрогеологических массивов с преобладанием ГИМ и ГАМ. В отличие от западного склона Урала на восточном преобладают терригенные и вулканогенные отложения при подчиненном значении карбонатных пород.

Терригенные и угленосные отложения девона и карбона распространены на Среднем и Южном Урале. Мощность зоны выветривания в них составляет 50—60 м, иногда достигая 100 м. Обводненность пород слабая — дебиты скважин обычно не превышают 0,5 л/с, в отдельных случаях достигают 8,5 л/с.

Вулканогенно-осадочные породы силура, девона и карбона слагают узкие структуры, протягивающиеся вдоль восточного склона Урала. Зоны глыбовых разломов, совпадающие с простиранием этих структур, служат, по мнению Н. Д. Буданова, приемными дренами для подземных вод, движущихся в сторону Западно-Сибирского АБ, поэтому они часто прослеживаются по выходам подземных вод. В ряде случаев их дебиты достигают 150 л/с (Ивдельская зона). Производительность скважин в этих зонах также достаточно велика: 10—30 л/с и более.

В карбонатных породах силура, девона и карбона образуются изолированные бассейны трещинно-карстовых пород площадью от 20 км² на Южном Урале до 500 км² на Северном. Наиболее известные бассейны карстовых вод расположены в районах Северо-Уральских бокситовых рудников (СУБР), Карпинского угольного карьера, Орска и Магнитогорска. Максимальная глубина карстования пород до 1000 м наблюдается на Северном Урале, на Среднем Урале она уменьшается до 300 м, а на Южном — до 150 м. Эти данные показывают, как сказывается возрастание аридности климата в южном направлении на затухании карстовых процессов. Наибольшей обводненностью пород характеризуются придолинные участки. На Северном Урале и в районе Магнитогорска дебиты скважин достигают 200 л/с, а на Южном Урале 25 л/с. Некоторые карстовые источники в районе СУБРа имеют дебит до 2 тыс. л/с. Суммарный водоприток на этом месторождении в 1983 г. достиг 16,4 тыс. л/с — это одно из наиболее обводненных месторождений Советского Союза.

В Новоземельской СО, так же как в Уральской, средний этаж сложен терригенными, карбонатными и вулканогенными породами палеозоя, претерпевшими интенсивную складчатость и разбитыми многочисленными дислокациями. Верхние водоносные горизонты промерзлы, а о глубоких горизонтах сведения практически отсутствуют. Криологические ГИМ и ГАМ, которые там распространены, по-видимому, обладают наибольшей водоносностью в зонах древнего карста и тектонических нарушений.

Примерно такая же картина складывается в Таймырской СО, где широко распространены сильно дислоцированные терригенно-карбонатные и карбонатные породы нижнего — среднего палеозоя, промороженные до глубины 500 м.

В Донецкой СО средний этаж не изучен, поскольку перекрывающие его верхнепалеозойские отложения, относящиеся к верхнему этажу, имеют мощность до 12 км.

Верхний структурный этаж распространен в Енисейской, Казахской и Донецкой СО. В Енисейской СО он связан с Ангаро-Питским ААБ (рис. 36), Западным синклинорием, Иркинеевским выступом и отличается высокой степенью водоносности. Это связано прежде всего с широким развитием закарстованных карбонатных пород, а также отложений с повышенной трещиноватостью, в том числе и пластового типа (песчаники, сланцы). В закарстованных известняках и доломитах, имеющих мощность до 2 км, наибольшие притоки фиксируются до глубины 250 м. Карстовые источники обладают дебитами до 100 л/с, а скважины — от 1 до 50 л/с.

Спокойное и пологое залегание пород в синклинальных структурах на востоке Енисейской СО способствует выдержанности водоносных горизонтов в плане и на глубину до 1 км, а возможно, и более. С погружением водоносные горизонты приобретают напорный характер и часто при вскрытии дают продолжительный (5—10 лет) излив скважин.

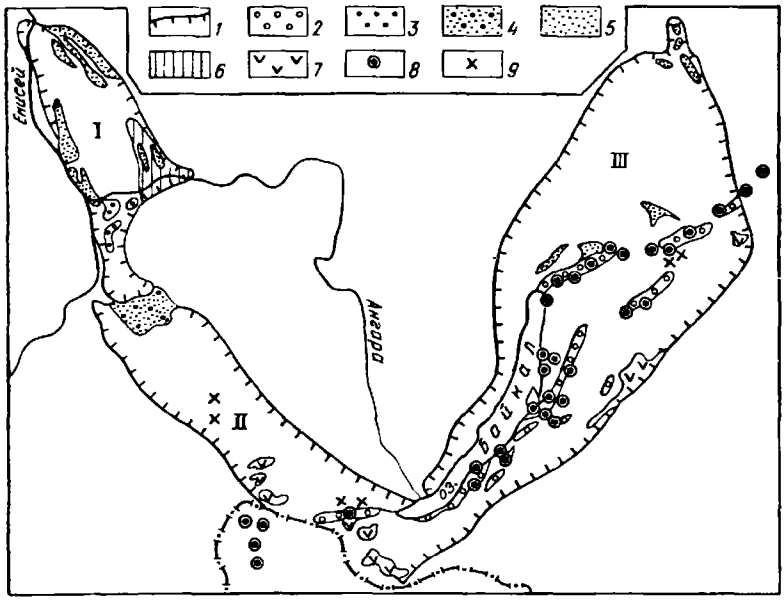


Рис. 36. Гидрогеологическое районирование байкальских складчатых областей.
1 — границы Енисейской (I), Саянской (II) и Прибайкальской (III) СО; *2—5* — артезианские бассейны, чехол которых сложен отложениями неоген-четвертичного возраста *(2)*, мезо-кайнозоя *(3)*, мезозоя — среднего и верхнего палеозоя *(4)*, нижнего палеозоя *(5)*; *6* — Ангаро-Питский адартезианский бассейн; *7* — вулканогенные бассейны; *8* — проявления азотных терм; *9* — проявления углекислых вод

В центральной и западной частях Енисейской СО структуры разбиты многочисленными разломами и образуют узкие складки, сложно построенные блоки. Мощность зон дробления достигает десятков метров, иногда 100—150 м (Горевское железорудное месторождение). Сместители обычно неводоносны и служат экраном для вод, восходящих по оперяющим трещинам. Дебиты источников, выходящих вдоль главного разлома на Нижне-Ангарском железорудном месторождении, составляют 1,6—2,4 л/с, на участках других разрывных нарушений они достигают 40 л/с.

В Казахской СО (рис. 37) верхний этаж образован карбонатно-терригенными отложениями верхнего девона, карбона и перми мощностью 1—1,5, иногда 6 км. Породы верхнего этажа образуют несколько десятков наложенных мульд протяженностью 10—100 км и шириной до 50 км. Особо следует выделить Тенизскую и Джезказганскую впадины, имеющие площади соответственно около 60 и 20 тыс. км^2 и представляющие собой сложные системы таких мульд разного порядка и размера.

В гидрогеологическом отношении рассматриваемые мульды являются адартезианскими бассейнами (ААБ). Пластовые воды обычно связаны с закарстованными карбонатными отложениями

верхнего девона и нижнего карбона. Трещиноватость как карбонатных, так и терригенных пород усилена процессом выветривания и тектоническими нарушениями. По характеру распределения водоносности пород выделяются два типа ААБ: 1) с преимущественной обводненностью крыльев структур; 2) с преимущественной обводненностью крыльев и центральных частей ААБ.

Первый тип преобладает в восточных районах Казахской СО. Крылья таких ААБ сложены известняками верхнего девона и нижнего карбона, обладающими повышенной кавернозностью и трещиноватостью. В центральной части ААБ карбонатные породы перекрыты слабо водоносными терригенными, иногда угленосными отложениями карбона—перми, а иногда мезо-кайнозоя. Наибольшая обводненность известняков прослеживается до глубины 200 м, а ниже заметно снижается. Так, на северном крыле Коксегирсорского ААБ в интервале 10—50 м удельные дебиты скважин составляют 4,2 л/с, на глубинах 126—152 м они снижаются до 1 л/с, а на глубинах 165—188 м — до 0,3 л/с. Глубже 200 м скважины нередко оказывались безводными. Шахты Карагандинского угленосного района на глубинах 220—400 м также оказались практически сухими. Исключение представляют породы, раздробленные тектоническими нарушениями, в которых водоносность отмечается на глубинах до 400 м и более. Степень обводненности карбонатных и перекрывающих их терригенных пород заметно различается. Так, в Северо-Акмолинском ААБ из турнейских известня-

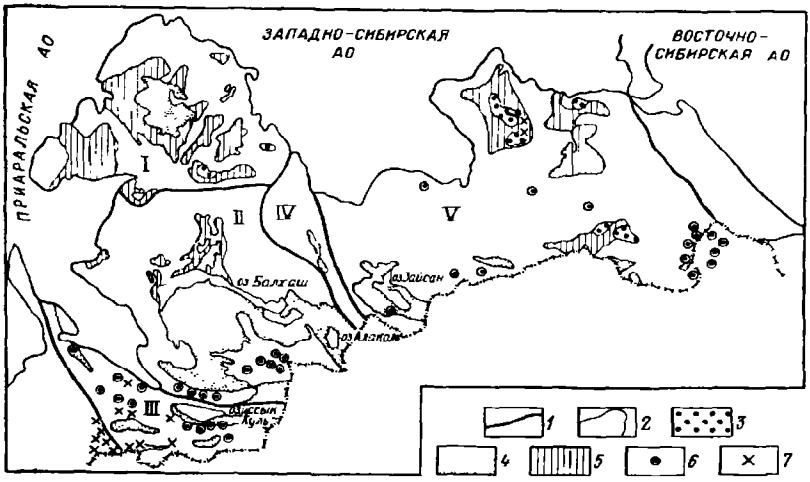


Рис. 37. Гидрогеологическое районирование каледонских складчатых областей.

1 — границы каледонских СО; неомоложенных (Казахской (I), Джунгаро-Балхашской (II), Чингиз-Тарбагатайской (IV)) и омоложенных (Северо-Тянь-Шаньской (III), Алтае-Саянской (V)); *2* — границы артезианских и адертезианских бассейнов; *3, 4* — артезианские бассейны, чехол которых сложен отложениями юры и четвертичного возраста (*3*) и мезозоя и кайнозоя (*4*); *5* — адартезианские бассейны; *6* — проявления азотных терм; *7* — проявления углекислых вод

ков скважины дают 0,7—17,8 л/с, а из терригенной толщи карбона и нижней перми 0,01—1,6 л/с.

Второй тип ААБ распространен преимущественно в западных районах Казахской СО. Наибольшая водообильность таких ААБ связана с известняками фаменского и турнейского ярусов, образующими единую водоносную толщу мощностью до 1100 м, а также с терригенными отложениями среднего и верхнего карбона. Максимальные притоки отмечаются в сводах антиклинальных структур, зонах интенсивного карстования пород и тектонических нарушений. На этих участках наблюдаются источники с дебитами от 1 до 50 л/с (в среднем 2—6 л/с), а производительность скважин достигает 20 л/с. Одна из скважин, пройденная на Айдосской структуре в турнейских известняках, имела расход 114 л/с при понижении уровня на 2 м. Запасы подземных вод только по 24 малым ААБ Джезказганского района оцениваются С. К. Калугиным в 14 м³/с. Другие литологические разности пород верхнего девона и нижнего карбона характеризуются меньшей обводненностью. В Джезказганской впадине разрез палеозоя венчает водоупорная глинисто-соленосная толща перми мощностью до 2 км. В Тенизской впадине пермские отложения получили широкое развитие. Они представлены известняками, песчаниками, алевролитами и мергелями, водоносность которых обычно невелика. Лучше обводнены крылья малых мульд, окружающих впадину: производительность скважин в них достигает 5 л/с.

Разработка Джезказганского месторождения медистых песчаников среднего — верхнего карбона показала, что наибольшая обводненность пород наблюдается в антиклинальных структурах и зонах тектонических нарушений. Водопритоки в горные выработки на начальных стадиях эксплуатации, когда глубина разработок не превышала 200 м, составляли 100 м³/ч, а затем с увеличением глубин до 450 м и расширением фронта горных работ возросли до 1300 м³/ч.

Изучением трещиноватости верхнепалеозойских отложений на Джезказганском месторождении и в других районах установлено, что мощность зоны выветривания здесь составляет 40—60 м. Ниже трещиноватость резко уменьшается и к глубинам 150—200 м почти исчезает. На больших глубинах основную роль в обводнении пород играет тектоническая трещиноватость. В некоторых мульдах палеозойские толщи перекрываются чехлом мезо-кайнозойских отложений, образующих наложенные АБ.

В строении верхнего структурного этажа Донецкой СО участвуют терригенные, карбонатные и угленосные отложения девона, карбона и перми общей мощностью 10—12 км. Они образуют серию складок запад-северо-западного простирания, осложненных тектоническими разломами. Обводненость осадочных пород имеет пластовый характер. Водоносность пород зависит от степени их уплотнения. В породах карбона с начальной степенью метаморфизации, отвечающей углям марки ДБ, пористость достигает 24 %. С увеличением степени метаморфизма углей с Д до А по-

ристость песчаников уменьшается с 16 до 1 % и коллекторские свойства уплотненных пород определяются трещиноватостью. В разрезе выделяется несколько десятков (от 11 до 44) водоносных горизонтов, приуроченных к песчаникам и известнякам. Наиболее водообильны закарстованные известняки, которые питают источники с дебитом до 15 л/с, дебиты источников из песчаников достигают 10, а из сланцев 1 л/с. Наиболее крупные источники приурочены к осевым частям мульд и зонам тектонических нарушений.

При разработке угленосных залежей карбона выяснилось, что наибольшие притоки воды в горные выработки наблюдаются до глубины 200 м, а глубже 500—600 м они становятся весьма слабыми. В районах открытого выхода каменноугольных отложений на поверхность («открытый Донбасс») притоки воды в шахты составляют 55—110, реже до 450 м³/ч. Иногда на участках тектонических нарушений и карстовых полостей притоки достигали до 3400 м³/ч, но довольно быстро прекращались. В районах полузакрытого и закрытого залегания пород карбона их водоносность становится значительно меньше — шахтный водоотлив работает с производительностью 18—45 м³/ч. Хотя отдельными шахтами отбирается относительно небольшое количество воды, но в целом по Донбассу за период с 1973 по 1975 г. шахтный водоотлив достиг внушительной величины 673 тыс. м³/сут.

На севере и западе Донецкой СО распространены пермские отложения — песчаники, известняки, доломиты, гипсы и каменная соль. Глубже залегают соленосные отложения девона, с которыми связано образование соляпокупольных структур. Разработка пермских солей методом подземного выщелачивания на соляных промыслах «Карфаген» привела к образованию искусственных трещинных зон и повышению обводненности пород.

В области погружения складчатых толщ Донбасса, преимущественно на его северо-западной окраине, наблюдается ряд малых артезианских мульд, сложенных мезо-кайнозойскими отложениями. Четвертичные отложения во многих районах перекрывают ГМ. Самостоятельное гидрогеологическое значение они имеют в долинах рек Енисея, Ангары и др.

Химический состав подземных вод ГМ в значительной мере зависит от ландшафтно-климатических условий. Их влияние особенно отражается на химических особенностях грунтовых вод. В областях гумидного климата (Урал, Енисейский кряж) распространены воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,3 г/л. В областях аридного климата преобладают воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 0,2—0,6 г/л. На участках близкого к поверхности залегания грунтовых вод наблюдается повышение их минерализации до нескольких граммов на литр и изменение состава на сульфатно-хлоридный натриевый (Южный Урал, Казахстан). В Казахской СО соленые воды близко подходят к поверхности на участках понижения рельефа, но обычно вскрываются на глубинах 50—300, реже 500 м. Состав соленых вод сульфатно-хлорид-

ный и хлоридный натриевый. В Тенизском ААБ на глубинах 0,5—2,5 км обнаружены рассолы с минерализацией до 300 г/л. Соленые воды и рассолы с минерализацией до 100 г/л встречены на Урале (Нижние Серги, Новопокровка, Теченский и другие районы). На западном склоне Урала их происхождение, возможно, связано с подтоком высокоминерализованных вод из Предуральского прогиба, а на восточном, видимо, сказывается влияние древних морских трансгрессий. Не исключены и другие причины.

В Донбассе до глубины 900 м распространены пресные и солоноватые воды с минерализацией до 4 г/л сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. В Старобельско-Миллеровской моноклинали и на севере Донбасса в районе солянокупольных структур минерализация с глубиной растет быстрее — на глубинах 450—750 м она достигает 40, на глубине 2,5 км — 225 г/л. Состав вод хлоридный натриевый. Во многих районах гидрохимический режим нарушен интенсивным шахтным водоотливом. Средняя минерализация откачиваемых вод составляет 1—3 г/л. При проникновении этих вод в старые выработки растет содержание железа, образуются кислые воды с минерализацией до 17 г/л.

Артезианские бассейны. В Енисейской СО севернее долины р. Ангары выделяется пять АБ, чехол которых образован терригенно-карбонатными отложениями кембрия, реже нижнего палеозоя (см. рис. 36). В Жадугинском АБ (северо-восточная оконечность СО) в разрезе кембрия, кроме того, присутствуют соленосные отложения. Водоносность чехла мощностью до 2,5 км связана прежде всего с карбонатными отложениями кембрия и ордовика, в которых заключены крупные скопления трещинно-карстовых вод. Они питают высокодебитные (до 50 л/с) источники (притоки в скважины достигают 4 л/с). Спокойное залегание пород и переслаивание водоносных и водоупорных слоев создают благоприятные условия для образования артезианских водоносных горизонтов, при вскрытии которых скважины часто переливают. В южной части Енисейской АО также выделяется несколько АБ, чехол которых сложен в основном мезо-кайнозойскими отложениями мощностью 200—600 м. Водовмещающими породами обычно являются песчаники, алевролиты, пески и угли. Дебиты источников невелики — до 1 л/с, а скважины часто дают значительные притоки (до 60 л/с) при избыточном давлении до 1 МПа. Такие притоки наблюдаются в юрских песчаниках Погромнинского АБ (среднее течение р. Ангары).

Химический состав подземных вод АБ разнообразен. На севере Енисейской СО, где кембрийские отложения часто загипсованы, а иногда и соленосны, пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с глубиной быстро сменяются сульфатными кальциевыми и хлоридными натриевыми с минерализацией до 3 г/л. В Жадугинском АБ, видимо, могут быть вскрыты соленые воды и рассолы. На юге Енисейской СО, где чехол АБ сложен породами континентального генезиса, в пределах изученных глубин (до 300 м)

встречены воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,4 г/л.

В Казахской СО артезианские мульды развивались унаследованно на территории ААБ и представлены отложениями юрского и четвертичного возраста (Карагандинский АБ). В Тенизском АБ, кроме того, распространены неоген-палеогеновые отложения. Суммарная мощность осадочного чехла составляет 0,2—0,8 км. Лучше всего обводнены юрские конгломераты. В центральной части Карагандинского АБ удельные дебиты скважин достигают 32 л/с, а на периферии величина этого показателя в 15—20 раз меньше. Примерно такое же различие наблюдается при сравнении величин удельных дебитов скважин, расположенных в долинах и на водоразделах.

Состав вод АБ отличается значительной пестротой. Даже пресные воды не имеют стабильного состава. В них наблюдаются разнообразные сочетания гидрокарбонатов, сульфатов и хлоридов. В верхней части разреза пресные воды нередко замещены водами континентального засоления с минерализацией 5—30 г/л.

Малые АБ Донбасса являются ответвлениями Днепровско-Припятского АБ, образованы мезозойскими и кайнозойскими отложениями и содержат пресные и слабосолоноватые воды.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Решающее влияние на условия питания подземных вод оказывают ландшафтно-климатические условия (табл. 11).

В арктических районах подземные воды в верхней части разреза находятся в виде льда. Широкое развитие многолетней мерзлоты определило крайне затрудненные условия питания. Сквозных таликов практически не наблюдается. На дне озер, в прибрежной части моря и в долинах крупных рек встречаются талики мощностью до 15 м. В других районах надмерзлотные воды существуют 1—2 месяца летом, причем глубина их распространения не превышает 1,5 м. Даже воды, содержащие соленую воду морского генезиса, имеющую пониженную (до —5 °С) температуру замерзания, оказались промороженными. Довольно широко проявляются процессы аггредации многолетней мерзлоты. На этих участках наблюдаются очаги разгрузки подземных вод. Обычно это криопэги — отрицательнотемпературные соленые воды и рассолы. В других арктических районах подмерзлотные воды находятся в основном в условиях застойного режима и не имеют связи с земной поверхностью.

Уральская СО пересекает несколько ландшафтно-климатических зон, что определяет разнообразие условий питания и разгрузки ее подземных вод. Оно нашло отражение в уменьшении модулей подземного стока от водораздельных хребтов к их подножию и в целом с севера на юг с 10 до 0,5 л/(с·км²). Общая направленность стока имеет широтную ориентировку, хотя

Таблица 11. Особенности питания и разгрузки подземных вод древних СО

Ландшафтные зоны	Складчатые области	Количество осадков, мм/год	Глубина расчленения рельефа, м	Мощность многолетней мерзлоты, м	Модули стока, л/(с·км²)	
					речного	подземного
Арктическая и тундровая	Новоземельская, Таймырская, Уральская	400—800	400—1000	200—400	5—18	0,5—1,0
Таежная	Уральская	800—1000	150—400	до 50—100	6—24	3—10
	Енисейская	600—1000	300—750	до 5—25	4—6	1—4
Степная	Уральская	250 600	400 - 600	0	0,9—4,5	0,2—1,5
	Донбасская	400—600	50—150	0	1,5	0,1—0,5
	Казахская	200—400	50—150	0	0,3—0,6	0,1

простирание структур меридиональное. Важное значение в аккумуляции подземных вод имеют зоны тектонических нарушений, впадины, карстовые бассейны и долины рек, где происходит поглощение атмосферных осадков и поверхностных вод.

На восточном склоне Урала к таким участкам относятся системы неотектонических уступов и ступенчатых сбросов, отличающиеся повышенной обводненностью. Они наблюдаются в районах Ивделя, Серова, Карпинска, Свердловска, Челябинска. На Западном Урале такие условия установлены в Кизеловском районе, на восточной окраине Уфимского плато и в других структурах. Кроме того, следует отметить важную роль, которую сыграло в создании специфических условий дренирования поднятие Урала в олигоцен-неогеновое время. Оно привело к тому, что русла рек того времени оказались на несколько десятков метров глубже положения современных долин. Поэтому погребенные палеодолины оказывают более глубокое дренирующее влияние, чем современные, и служат гидрогеологическими окнами для залегающих ниже водоносных зон и горизонтов. Вместе с тем на Урале широкое распространение получили плохо проницаемые породы, которые, как и залеченные разломы, играют роль барражей. На контакте с ними прослеживаются многочисленные выходы подземных вод.

В районах континентального климата с большими перепадами суточных температур и давления (Енисейский кряж) в питании

подземных вод, по-видимому, заметную долю составляют конденсационные воды. Основная масса подземных вод верхнего гидрогеодинамического этажа горных районов проходит относительно небольшие расстояния от области питания до области разгрузки, которая начинается в нескольких километрах от водораздела и прослеживается до самых низких базисов дренирования. Большое влияние на перераспределение подземного стока оказывают часто встречающиеся закарстованные породы и тектонические зоны, на участках развития которых отмечается его увеличение. Например, в Енисейской СО модуль подземного стока в районах развития закарстованных пород нижнего кембрия — верхнего протерозоя достигает 4,7 л/(с·км²), а на участках, интенсивно затронутых тектоническими нарушениями, 3 л/(с·км²). В то же время в районах распространения метаморфических пород протерозоя он не превышает 1 л/(с·км²), а для архейских образований составляет всего 0,05—0,35 л/(с·км²).

В районах аридного климата (Казахская и Донецкая СО) инфильтрационное питание подземных вод происходит в основном в период весеннего снеготаяния. В это время отмечается наибольший подъем уровня грунтовых вод. Большое влияние на развитие процессов инфильтрации оказывают характер микрорельефа и проницаемость покровных отложений. Просачивание атмосферной влаги происходит преимущественно в логах и других понижениях рельефа, где покровные отложения представлены песчаными разностями, а также на склонах и водоразделах, если днища логов и понижений рельефа выполнены плохо проницаемыми отложениями.

Разгрузка подземных вод путем родникового стока наблюдается относительно редко (подножия низкогорных поднятий, уступы террас). Обычно дренирование водоносных горизонтов происходит скрытно — реками и транспирацией растительностью. Основными участками разгрузки являются долины рек, котловины озер и другие понижения рельефа. Испарение грунтовых вод при глубине залегания до 2 м достигает 70 % от величины годового атмосферного питания.

В Донбассе естественный режим подземных вод сильно нарушен шахтным водоотливом, который увеличил глубину дренирования водоносных зон на 700—1000 и более метров ниже поверхности Земли.

Особенности динамики глубокозалегающих водоносных зон и горизонтов изучены пока слабо. В гидродинамике таких зон и горизонтов важную роль играют глубинные разломы, по которым осуществляется водообмен с верхними зонами. В ЛБ отмечается вялый гидродинамический режим — глубина проникновения современных инфильтрационных вод не превышает 400 м. Исключение представляют районы подземных разработок Донбасса, где эти глубины могут быть значительно больше — до 1 км и более.

Особенности региональной гидрогеохимии. Зона пресных вод распространена широко, но в районах континентального засоления

она заметно сокращается. В северных районах, где развита многолетняя мерзлота, эта зона частично или полностью промерзает.

Состав и минерализация пресных вод в значительной степени подчиняются географической зональности и высотной поясности (табл. 12).

Пресные воды Казахского мелкосопочника отличаются пестрым составом. Например, на севере Казахской СО они имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, а на юге — гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый. В этом районе атмосферные осадки часто отличаются высокой минерализацией (до 200 мг/л), что связано с влиянием соленых и пыльных бурь.

Породы, вмещающие пресные воды, глубоко промыты и, как правило, не оказывают большого влияния на состав подземных вод. Исключение представляют известняки и доломиты, на участках развития которых минерализация пресных вод возрастает на 0,1—0,3 г/л, а их состав становится гидрокарбонатным кальциевым и магниево-кальциевым. Несколько увеличивается минерализация вод также в зонах тектонических нарушений, видимо, в результате захвата более глубоко залегающих вод.

Зона соленых вод вскрывается в большинстве рассматриваемых структур сравнительно редко. В Уральской СО она встречена в отдельных точках хр. Пай-Хой, Зилаирского и Магнитогорского синклинориев и на окраинах Среднего и Южного Урала. Дальнейшее изучение древних СО, особенно глубинное бурение, несомненно откроют в них новые области распространения соленых вод.

Происхождение соленых вод может быть связано с выщелачиванием сульфидных руд и солей, континентальным засолением и накоплением солей как в прошлом, так и в современную эпоху. Выщелачивание сульфидных руд приводит к образованию кислых вод специфического состава (сульфатного алюминиево-железисто-натриевого), содержащих металлы — медь, цинк, свинец, мышьяк и др. Такие воды встречены на многих колчеданных месторождениях Урала. Кислые рудничные воды формируются также в Кизе-

Таблица 12. Изменение минерализации и состава пресных вод в различных ландшафтно-климатических и высотных зонах

Районы Урала	Среднегорье		Низкогорье	
	минерализация, г/л	состав	минерализация, г/л	состав
Северный (тайга)	0,05—0,1 0,05—0,2	$Cl\text{-}HCO_3\text{-}Na$ H_2SiO_3, $HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca$	0,1—0,3	$HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca$
Средний (широколиственные леса)	0,1—0,3	$HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca$	0,1—0,7	$SO_4\text{-}HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca$
Южный (лесостепь)	0,1 0,8	$SO_4\text{-}HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca$	0,5—1,0	$SO_4\text{-}HCO_3\text{-}Mg\text{-}Ca\text{-}Na$

ловском угольном бассейне. Содержание только свободной серной кислоты в этих водах достигает 4 г/л.

Соленые воды, происхождение которых связано с континентальным соленакоплением, распространены на участках понижений рельефа на окраинах Южного Урала и в Казахской СО. Формированию таких вод способствует наличие в некоторых впадинах (Джезказганская и Тенизская) гипсоносных и солеснос ных отложений верхнего палеозоя и неогена. Воды имеют сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый состав. В ряде структур под ними на глубинах 0,5—2,5 км вскрываются рассолы (Джезказганский и Тенизский ААБ, Жадугинский АБ, северная часть Донбасса), минерализация которых достигает 304 г/л; состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. Рассолы содержат до 300 мг/л брома, до 26 мг/л йода и 10 мг/л бора.

Рассолы встречены также в отдельных пунктах Уральской СО. Например, в Амдерме на берегу Карского моря в известняках силура вскрыты воды с минерализацией 36—150 г/л и температурой —5 °С. На Западном Урале (Залаирский синклинорий) на глубине 2,3 км обнаружены рассолы с минерализацией 64—100 г/л. На Восточном Урале при разведке Теченского железорудного месторождения установлены рассолы с минерализацией 55 г/л, а на Белинском бокситовом месторождении 210 г/л. Состав рассолов обычно хлоридный натриевый, натриево-кальциевый.

Газовая зональность. В верхнем гидрогеодинамическом этаже древних СО преобладают газы воздушного происхождения — азот и кислород. С глубиной кислород исчезает по мере использования его на различные окислительные процессы, поэтому доминирующим газом в большинстве структур в пределах изученных глубин (1—3 км) становится азот. Исключение представляют Донецкая СО и некоторые ААБ и АБ, где газовый режим недр определяется процессами катагенеза и метагенеза органического вещества. В этих районах, начиная с глубин 300—400 м, в газовом составе вод преобладает метан. С интрузивными массивами кислого состава связаны радоновые воды, которые встречаются в Уральской и Казахской СО.

Особенности региональной гидрогеотермии. Распределение температур в верхней части разреза в значительной мере определяется климатическими условиями. В северных районах распространена многолетняя мерзлота. Геотермическая ступень изменяется в широких пределах от 30 м в АБ и ААБ и до 100 м в большинстве ГМ. Величина теплового потока в ГМ в 2 раза меньше, чем в АБ и ААБ, поэтому в пределах изученных глубин (до 2 км) в ГМ установлены только холодные воды (до 20 °С). В АБ и ААБ воды с температурой более 20 °С вскрываются на глубинах 600—800 м. Глубина залегания вод с температурой 100 °С может быть оценена в 4—6 км.

Глава 17

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ОМОЛОЖЕННЫХ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ВОДОНОСНОСТЬ СТРУКТУР

Киммерийские и альпийские структуры, как и омоложенные древние СО, образуют наиболее высокие горные сооружения нашей страны, поэтому в них особенно контрастно проявляется высотная поясность в распределении физико-географических факторов, влияющих на гидрогеологическую обстановку. Южные районы характеризуются аридным, а восточные — гумидным климатом. В Верхояно-Чукотской СО, а также в высокогорных районах других регионов широкое развитие получила многолетняя мерзлота.

Строение киммерийских и альпийских структур отличается большим разнообразием. Среди них встречаются различные типы ГМ, АБ и ВБ. Главенствующее положение в молодых СО занимают ГМ, которые в большинстве СО (за исключением Курило-Камчатской и Сахалинской) охватывают более 80 % территории. В омоложенных древних ГМ наблюдается примерно такая же картина. АБ распределены неравномерно: в молодых СО они чаще располагаются на окраинах, например по периферии Большого Кавказа и Сахалина. Самыми крупными АБ являются межгорные, к которым относятся Куринский, Рионский, Нижне-Зейский, Средне-Амурский и Яно-Индигирский. В омоложенных древних СО также преимущественно распространены межгорные АБ — Ферганский, Алакуль-Балхашский, Илийский и др.

Вулканогенные бассейны наиболее широко развиты в Курило-Камчатской СО. Значительные площади они занимают также в Сихотэ-Алинской СО, на Малом Кавказе и в Закарпатье. ВБ малых размеров отмечаются и в других СО.

Гидрогеологические массивы омоложенных древних СО. В кристаллическом фундаменте омоложенных байкалид (Восточно-Саянская и Байкальская СО) выделяются два структурных этажа — нижний, сложенный метаморфическими породами докембрия и прорывающими их интрузивными образованиями, и средний, представленный метаморфизованными породами верхнего протерозоя, иногда палеозоя. Выходы на поверхность нижнего структурного этажа соответствуют областям развития $ГМ_{ц}$ и $ГМ_{м}$, а выходы среднего этажа — ГАМ и ГИМ. Верхний этаж в омоложенных байкалидах отсутствует.

Мощность зоны выветривания в метаморфических и интрузивных породах нижнего гидрогеологического этажа колеблется от 30 м в долинах рек до 120 м на водоразделах. Обводненность некарбонатных пород невысокая: дебиты источников изменяются от 0,1 до 1,5 л/с, а модули родникового стока — от 0,2 до 0,28 л/(с·км²). Невелики и притоки в скважины — до 1 л/с. Воды зоны выветривания обычно имеют свободную поверхность, лишь в районах развития многолетней мерзлоты они обладают местным напором.

Значительно возрастает обводненность в закарстованных породах, которые представлены метаморфизованными известняками и даже мраморами. Карстовые пустоты на побережье оз. Байкала в архейских породах прослеживаются на глубину 190 м, а на Байкало-Патомском нагорье в протерозойских образованиях — до 300 м и более. Средние дебиты источников из карбонатных пород составляют 1—2 л/с, а модуль родникового стока 1—1,7 л/(с·км^2). На участках тектонических нарушений дебиты источников трещинно-карстовых вод возрастают до 2,5—3 тыс. л/с (бассейн р. Верхней Ангары). Режим карстовых источников весьма непостоянен. Притоки в горные выработки довольно быстро уменьшаются.

Зона региональной литогенетической и тектонической трещиноватости изучена весьма слабо. Отдельные скважины, например в истоках р. Ангары, глубиной более 1 км оказались безводными. Такое же явление отмечено в Мамском районе, где ниже зоны выветривания обычно встречаются монолитные породы.

Высокая обводненность отмечается в зонах тектонических нарушений, где вдоль крупных разломов фиксируются линейные выходы источников, нередко восходящие. Наиболее высокодебитные источники (150—300 л/с), приуроченные к зонам нарушений в гранитах, встречены в бассейне р. Верхней Ангары. Притоки в скважины колеблются в пределах 0,5—2 л/с, иногда возрастая до 15 л/с. Наибольшая обводненность наблюдается на периферии ГМ. Больших значений достигают притоки и в горные выработки. Так, в Байкальском тоннеле БАМа и сопутствующей ему дренажной штольне они составляли 290 м^3/ч.

Химический состав подземных вод в зоне выветривания ГМ, независимо от их типа, гидрокарбонатный кальциевый, реже смешанного катионного состава. Минерализация вод изменяется от 0,02 до 0,3, реже 0,5 г/л. В зонах тектонических нарушений на глубинах более 200 м состав вод нередко становится хлоридно-гидрокарбонатным натриевым. На участках развития сульфидных руд формируются сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 1,2 г/л. К зонам разломов Байкальского рифта, имеющего протяженность более 1500 км, приурочены азотные термы обычно гидрокарбонатного и сульфатного натриевого состава с минерализацией до 1,5 г/л и температурой до 80 °С (см. рис. 36). В районах современного вулканизма и развития новейших разломов формируются углекислые воды — горячие на севере и юге Прибайкалья и холодные в Восточном Саяне.

В строении гидрогеологических массивов, сложенных омоложеиными каледонидами (Джунгаро-Балхашская, Тянь-Шаньская, Чингиз-Тарбагатайская и Саяно-Алтайская СО, см. рис. 37), выделяются три структурных этажа. Их стратиграфические границы не имеют четкого положения, потому что складчатость на рассматриваемой территории завершилась в разное время. Кроме того, интенсивность проявления последующих циклов тектогенеза была в различных регионах неодинакова.

Нижний структурный этаж сложен кристаллическими сланцами, гнейсами и другими метаморфическими породами до нижнего ордовика включительно. В строении этажа также принимают участие интрузивные породы. Средний структурный этаж образуют терригенно-карбонатные и терригенно-вулканогенные толщи, имеющие возраст от ордовика до нижнего — среднего девона. Верхний структурный этаж слагают карбонатно-терригенные отложения среднего — верхнего девона, карбона и перми. Районы выхода на поверхность нижнего структурного этажа соответствуют $ГМ_и$ и $ГМ_м$, среднего — ГАМ и ГИМ, верхнего — ААБ.

В Тянь-Шаньской СО нижний гидрогеологический этаж в высокогорных районах скован многолетней мерзлотой, распространение которой подчиняется высотной поясности. На отметках 3 км мощность мерзлоты составляет 20—25 м, на высоте 4 км — около 200 м, а 5—6 км — несколько сотен метров. Поэтому в перечисленных районах, где зона выветривания полностью промерзжена, выделяется особый тип структур — криогеологические массивы. Для них характерны весьма малый подземный сток, образование наледей, обводненность только зон тектонических нарушений и иногда аллювия в долинах рек, широкое развитие современного оледенения. Так, в Центральном Тянь-Шане установлено 4011 ледников площадью 3986 км². За время, прошедшее после эпохи максимального оледенения, освободилось от льда более 10 тыс. км².

В среднегорных районах Тянь-Шаня резко расчлененный рельеф способствует образованию динамичных бассейнов трещинно-грунтовых вод. В этих районах наблюдается большое число источников. Важную роль в образовании источников играют ступени рельефа и зоны тектонических нарушений, круто пересекающих гидрографическую сеть и выполняющих роль барража. Разломы, имеющие ту же ориентировку, что и долины, в той или иной мере поглощают поверхностные водотоки и являются водовыводящими каналами. Водоносность пород неравномерна, как правило, невелика и заметно возрастает в зонах тектонических нарушений, особенно в перекрытых аллювиальными отложениями, где дебиты источников достигают 25 л/с. Скважины, вскрывающие разломы, часто дают излив. Дебит с углублением скважин иногда увеличивается. В среднем он составляет 1—5 л/с. С активными тектоническими зонами связаны многочисленные выходы азотных терм и углекислых вод.

Гидрогеологические массивы интрузивных ($ГМ_и$) и метаморфических ($ГМ_м$) пород в Саяно-Алтайской и Чингиз-Тарбагатайской СО также характеризуются неравномерной обводненностью. Мощность зоны выветривания составляет примерно 70—100 м. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские толщи содержат карбонатные породы, которые часто закарстованы, особенно до глубины 80 м. С карбонатными разностями связана наибольшая обводненность — источники трещинно-карстовых вод обладают дебитом до 200 л/с, а производительность скважин составляет 2—10 л/с. Обводненность интрузивных пород примерно на один-два порядка

ниже, еще меньше она в песчано-глинистых и эффузивных образованиях.

Значительную роль в аккумуляции и перераспределении водных ресурсов играют зоны тектонических нарушений. На территории Саяно-Алтайской СО они встречаются достаточно часто, а многие из них являются молодыми или подновленными. Дебиты источников на участках тектонических нарушений возрастают до 12 л/с, а скважин — до 4 л/с. К разломам приурочено несколько выходов азотных терм и углекислых вод.

В Тянь-Шаньской СО средний гидрогеологический этаж занимает сравнительно небольшие площади. Он сложен эффузивно-осадочной толщей ордовика — среднего девона. Фактический материал по ней ограничен в основном данными опробования источников, число и дебит которых определяются ландшафтно-климатическими условиями. Высокогорная область обычно промерзжена, поэтому источники в ней редки. Наибольшей дренированностью отличается среднегорный ярус, где дебиты источников колеблются от 0.1 до 25 л/с. Наиболее обильные выходы подземных вод наблюдаются в закарстованных известняках девона (Киргизский хр.) и силура (Ферганский хр.) и в зонах тектонических нарушений, где притоки достигают 300 л/с. На таких участках значительно возрастает глубина циркуляции подземных вод, о чем свидетельствует появление гидротерм. Изучение карбонатных пород хр. Каратау показало, что трещиноватость и закарстованность распространены в них на глубину до 400 м.

В Саяно-Алтайской и Чингиз-Тарбагатайской СО выходы на поверхность среднего гидрогеологического этажа занимают примерно $^1/_3$ часть их территории. Он сложен терригенно-карбонатными и эффузивными породами ордовика, силура и нижнего среднего девона. В Джунгарской складчатой системе в него, видимо, следует включать и отложения верхнего палеозоя. Особое место в среднем этаже занимают внутриструктурные бассейны карстовых вод, широко распространенные в Горном Алтае, Кузнецком Алатау, Салаире, Западном Саяне, Западном Танну-Ола. Они связаны с известняками ордовика, силура и нижнего девона. Карст проявляется в различных формах — провалы, воронки, пустоты, иногда пещеры. С глубиной закарстованность пород заметно уменьшается, что фиксируется по керну скважин и по снижению водопритоков. Так, на северо-западе Кузнецкого Алатау удельные дебиты скважин в известняках на глубинах до 50 м составляли 0,3—0,7, на глубине 100 м — 0,3—0,5, а 380 м — 0,12—0,16 л/с. Верхняя часть разреза карбонатных пород отличается значительной водообильностью: производительность скважин достигает 60 л/с, а источники имеют дебит до 50, иногда 500—3000 л/с.

Из других разновидностей пород наибольшей обводненностью характеризуются крупнозернистые песчаники и конгломераты. Несколько ниже она в алевролитах и сланцах и еще меньше — в эффузивах. Скважины в терригенно-эффузивных породах дают притоки в пределах 0,1—3,3 л/с, причем в долинах они, как правило,

значительно больше, чем на водоразделах, где иногда скважины безводны. Последнее явление связано с тем, что зона выветривания в сильно эродированных районах может быть сдренирована. Производительность скважин на глубинах 100—300 м примерно на порядок меньше, чем в верхней зоне. Тектонические нарушения в Саяно-Алтайской СО распространены весьма широко. С ними связаны крупные источники с дебитами до 20 л/с и хорошо обводненные (до 10 л/с) скважины.

Верхний структурный этаж в Тянь-Шаньской СО связан с верхнепалеозойскими отложениями, которые выполняют прогибы внутри каледонских складчатых зон туфогенно-осадочными толщами мощностью до 2 км. Наблюдаются многочисленные выходы источников. Наиболее крупные из них с дебитами 1—5, до 10 л/с связаны с известняками и зонами тектонических нарушений. Особенно обильные притоки получены при разработке одного из месторождений на юго-западном склоне Каратау. При отработке его на глубине 350 м суммарный водоотлив составил 4,5 $м^3/с$, а площадь депрессионной воронки достигла 120 $км^2$.

В Саяно-Алтайской СО верхний структурный этаж распространен в основном в восточных районах. Он образует такие крупные ААБ, как Кузнецкий, Минусинские и Тувинский.

В Тувинском ААБ верхний этаж представлен преимущественно девонскими вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью до 10 км. На окраинах ААБ распространены также терригенные образования нижнего карбона мощностью до 1,5 км. Обводненность пород обычно небольшая — производительность скважин не превышает 2 л/с, а в зонах тектонических нарушений возрастает до 4,5 л/с. Дебиты источников колеблются в пределах 0,1—1,5 л/с.

В Минусинской группе ААБ разрез, содержащий трещинно-пластовые воды, несколько омолаживается — от среднего девона до ранней перми. Среди девонских отложений, представленных терригенными образованиями с прослоями известняков и гипсов общей мощностью до 4 км, лучше обводнены песчаники и известняки. Наибольший интерес в этом отношении представляют периклинали складок и крылья структур, осложненные разрывными нарушениями, где производительность скважин достигает 19 л/с при изливе, а источники имеют дебит до 70 л/с. С глубиной степень обводненности пород заметно снижается, например в интервале глубин 1—3 км многие скважины оказались сухими. Туфогенно-терригенные отложения нижнего карбона, имеющие мощность до 1 км, обладают повышенной обводненностью на периферии ААБ. Производительность скважин в этих районах составляет 4—7 л/с, а дебиты источников 20—30 л/с. В среднекаменноугольном — нижнепермском ВК, сложенном терригенными и угленосными отложениями мощностью до 2 км, притоки в скважины обычно невелики — до 2 л/с. С глубиной водоносность пород значительно снижается: так, в интервале 290—400 м удельные дебиты скважин в 10—15 раз меньше, чем в интервале 10—280 м.

Кузнецкий ААБ выполнен отложениями девона, карбона и перми континентального и лагунно-морского генезиса общей мощностью до 8 км. Они образуют сложную синклинальную структуру, разбитую многочисленными тектоническими нарушениями. Наибольшая обводненность пород наблюдается до глубин 100—150 м. Лишь в Кузбассе в зонах выгоревших углей, где образуются «водяные мешки», могут фиксироваться весьма большие притоки на глубинах 200—300 м. Если в терригенных отложениях производительность скважин в среднем составляет 1—2 л/с, то в известняках она увеличивается до 46 л/с. Исключение представляют интенсивно трещиноватые песчаники верхней перми, в которых дебиты скважин часто достигают 30 л/с. Обводненность пород увеличивается от периферии к центру ААБ. В долинах и на склонах, где, кстати, скважины часто дают излив, удельные дебиты примерно на порядок больше, чем на водоразделах. Повышенной водоносностью характеризуются также зоны тектонических нарушений.

С глубиной притоки воды в скважины быстро уменьшаются. Так, опробование верхнепермских отложений показало, что даже на участках тектонических нарушений удельные дебиты скважин в интервале 200—300 м составляют сотые доли литра в секунду, а на глубинах 800—1000 м — тысячные и десятитысячные доли. Ряд скважин на глубинах 1—3 км практически безводны.

Интенсивная разработка угольных месторождений приводит к значительному снижению (до 150 м) базиса дренирования водоносных горизонтов.

Водоотлив из горных выработок достигает нескольких тысяч кубических метров в час.

Часть территории Тувинского, Минусинских и Кузнецкого ААБ перекрыта мезозойскими и четвертичными отложениями общей мощностью до 800 м. К ним приурочено несколько водоносных горизонтов, образующих наложенные АБ.

Химический состав подземных вод ГМ омоложенных каледонских структур отличается большим разнообразием. В зоне выветривания преобладают пресные воды гидрокарбонатного состава. В условиях засушливого климата пресные воды имеют пестрый состав со сложным сочетанием солей. Глубина распространения этих вод обычно превышает 0,5 км, но в ряде АБ она меньше. На глубинах 300—500 м в таких бассейнах вскрываются соленые воды сульфатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава. В Минусинском ААБ на глубинах 0,5—2,5 км обнаружены рассолы с минерализацией до 300 г/л.

К зонам разломов приурочены выходы углекислых вод и азотных терм. Проявления углекислых вод отмечены на юго-востоке Кузнецкого ААБ (Терсинское месторождение) и в Тянь-Шаньской СО. Азотные термы встречаются чаще — несколько десятков их выходов известны в Прииссыккулье, Джунгарском Алатау и Тарбагатае. На севере Алтая находится курорт Белокуриха, использующий термальные воды с высокими концентрациями крем-

пезема (50 мг/л), сероводорода (12—17 мг/л) и радона ($3{,}7 \times 10^2$ Бк/л).

Кроме того, в рассматриваемых СО широко распространены радоновые воды, связанные, как правило, с кислыми интрузивными массивами. Содержание радона в этих водах достигает $18{,}5 \cdot 10^2$ Бк/л. В глубоких зонах Кузнецкого, Тенизского и Минусинских и других ААБ встречены бромистые и йодистые воды. Наибольшие содержания брома отмечены в Минусинских ААБ (300 мг/л), а йода — в Кузнецком ААБ (21 мг/л).

В строении ГМ, сложенных омоложенными герцинидами (Алайская и Забайкальская СО), обычно выделяются нижний и средний структурные этажи. Выходы нижнего этажа соответствуют областям развития $ГМ_н$ и $ГМ_ч$. Они сложены метаморфическими образованиями — гнейсами, кристаллическими сланцами, а также сильно метаморфизованными породами различного вещественного состава. Их возраст — от докембрия до силура, возможно моложе. Кроме того, значительное место занимают интрузивные образования, особенно в Забайкальской СО. Выходы на поверхность среднего структурного этажа соответствуют областям развития ГИМ и ГАМ. Они сложены слабо метаморфизованными эффузивными, терригенными и карбонатными отложениями, относящимися преимущественно к среднему и верхнему палеозою. Возрастная граница между структурными этажами не имеет строго фиксированного положения и в соответствии с проявлениями фаз инверсионного развития колеблется в пределах девона — карбона.

Нижний этаж фундамента обычно отличается слабой водоносностью. Лучше всего изучена верхняя часть разреза — зона выветривания, мощность которой в зависимости от вещественного состава пород колеблется от 30 до 80 м.

В Забайкальской СО и высокогорных районах Алая широкое распространение получила многолетняя мерзлота, имеющая мощность до 200 м. В районах, где она отсутствует, решающим фактором в распределении трещинно-грунтовых вод является рельеф. На водоразделах зона выветривания, как правило, сдренирована. Источники трещинно-грунтовых вод встречаются преимущественно в нижней части склонов. Их дебит небольшой — 0,01—0,1, редко до 1 л/с. Зимой такие источники обычно исчезают.

В высокогорных областях Алая наибольшее число источников находится непосредственно вблизи окончания ледников, таяние которых способствует интенсивному питанию трещинно-грунтовых вод. С понижением отметок рельефа уменьшается количество выпадающих осадков, что приводит как к сокращению числа выходов подземных вод, так и к снижению их дебитов. От среднегорья к низкогорью дебиты источников уменьшаются от 1 до 0,1 л/с, а модули родникового стока — от 0,5 до 0,05 л/с ($с \cdot км^2$).

Заметно повышается водоносность в районах развития карбонатных пород. В Алайской СО карбонатные толщи кембрия — силура образуют в нижнем этаже фундамента довольно крупные

и глубоко эродированные блоки. Высота стенок обнажений часто достигает многих сотен метров. Породы разбиты серией глубоко проникающих трещин, но карстовые явления проявлены слабо. По этим причинам блоки карбонатных пород в значительной мере дренированы. Дебиты источников в основании массивов составляют 1—3, иногда до 30 л/с.

В Забайкальской СО карбонатные породы верхнего протерозоя образуют линзы и прослои в толще метаморфических образований. Наиболее крупный карбонатный массив обнаружен на юго-восточном крыле Букачачинской впадины (Восточное Забайкалье). Он сложен мраморовидными известняками, сильно трещиноватыми и закарстованными примерно до глубины 150 м. Сверху до глубины 50—70 м породы проморожены. Дебит скважин колеблется в пределах 2—16 л/с при понижении уровня 1—2 м. Эксплуатационные ресурсы трещинно-карстовых вод на этом участке оцениваются в 4830 м³/сут.

Глубокие разломы Алайской СО обеспечивают интенсивное дренирование массивов. Этому способствует и простирание тектонических нарушений, которое обычно совпадает с направлением гидрографической сети. Мощность зон дробления достигает 1000 м. Поэтому в этих зонах могут концентрироваться значительные скопления подземных вод. Их выходы на поверхность фиксируются крупными источниками с дебитами в десятки, иногда сотни литров в секунду. Значительные притоки получают и в скважинах.

Многие разломы и в настоящее время обновляются, что отмечается по тектоническим передвижкам, землетрясениям, выходам углекислых и термальных вод, образующих так называемые гидротермальные линии.

Широкое развитие тектонические нарушения получили в Монголо-Забайкальской СО. Этот регион многократно подвергался тектоническим перестройкам, последняя из которых охватила и современную эпоху. Через регион проходит наиболее крупный линеамент Азиатского континента — Монголо-Охотский, который протягивается от Монголии до Охотского моря на расстояние более 3000 км. На многих участках он залечен гранитоидами и гидротермальными растворами. Молодые тектонические подвижки проявились на его простирании фрагментарно и фиксируются мощными зонами рассланцевания, дробления и брекчирования. Обводненные зоны разломов имеют протяженность до нескольких десятков километров, мощность 1—3 км и ориентировочную глубину 2—3 км. В этих зонах формируются крупные скопления подземных вод, иногда термальных или углекислых. Сверху на глубину до 100 м они проморожены. На участках сквозных таликов наблюдаются источники с дебитами до 75, чаще 1—2 л/с. Производительность скважин колеблется в пределах 1—2 л/с. Многие из них дают излив.

Данных о распространении в глубоких частях $ГМ_и$ и $ГМ_м$ региональной трещиноватости весьма мало. Материалы разведки и

эксплуатации месторождений Алая и Забайкалья показывают, что обводненность пород с глубиной резко уменьшается, если не вскрываются закарстованные породы или зоны тектонических нарушений. Региональная трещиноватость обеспечивает образование статических запасов подземных вод, которые быстро срабатываются при вскрытии. Региональная трещиноватость несколько лучше изучена в Восточном Забайкалье, где, по данным Н. С. Богомолова, ее простирание на северо-запад и северо-восток совпадает с направлением крупных тектонических нарушений. Протяженность трещин рассматриваемого типа обычно невелика — десятки, редко сотни метров. Их происхождение связано с формированием крупных структур, внедрением интрузий и неотектоникой. Размеры трещин изменяются от долей до 2 мм (редко). Глубина их проявления изучена пока в интервале 60—300 м, но, видимо, они проникают и глубже. С глубиной возрастает проводящая роль вертикальных трещин, поскольку горизонтальные трещины смыкаются. Дебиты скважины в зонах региональной трещиноватости достигают 3 л/с. Лучшей обводненностью характеризуются метаморфические сланцы и гранитоиды.

Во многих районах ГМ перекрываются четвертичными отложениями, которые имеют самостоятельное гидрогеологическое значение в долинах рек, предгорных конусах выноса и озерных котловинах, где формируются крупные скопления подземных вод. Особо следует отметить конусы выноса, располагающиеся по окраинам и во впадинах Алайской СО. Мощность аллювиально-пролювиальных отложений достигает здесь 300 м, и из них получают притоки до 10 тыс. л/с, что позволяет решать задачи по водоснабжению и ирригации крупных регионов.

Гидрогеологические массивы Алая и Забайкалья содержат в основном пресные воды, но вместе с тем довольно часто встречаются и минеральные воды. В Алайской СО в зонах тектонических нарушений формируются азотные термы (Ходжа-Обигарм, Обигарм, Явроз и др.) и реже углекислые воды. В Забайкалье, наоборот, весьма широкое развитие получили холодные углекислые и радоново-углекислые воды (Даурская гидроминеральная область). На их базе функционируют курорты Дарасун, Кука, Молоковка, Шиванда и Ямаровка. Азотные термы имеют подчиненное значение и встречены только в Ингодино-Чикойском районе и в среднем течении р. Газимура.

Минеральные воды Алайской и Монголо-Охотской СО имеют минерализацию менее 1 г/л (азотные термы) и 0,8—3 г/л, реже более (углекислые воды) и разнообразный химический состав. Азотные термы Алая обычно относятся к сульфатно-хлоридному кальциево-натриевому типу, а Забайкалья — к гидрокарбонатному натриевому. Преобладают углекислые воды дарасунского (гидрокарбонатного магниево-кальциевого) и балейского (гидрокарбонатного натриевого) типа.

Гидрогеологические массивы молодых СО. Фундамент большинства молодых СО имеет трехэтажное строение. Преобладаю-

щее распространение среднего и верхнего этажей, образующих соответственно ГИМ, ГАМ и ААБ, характерны для Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага. Выходы на поверхность нижнего этажа, образующего $ГМ_м$ и $ГМ_п$, наиболее широко развиты во внешней зоне Тихоокеанского пояса и на Памире. Особо следует выделить срединные массивы (Буреинский, Ханкайский, Чукотский, Колымский, Охотский), представляющие собой остатки структур предыдущих складчатостей и выступы наиболее древних пород фундамента (архейских, протерозойских), часто сочетающихся с крупными батолитами гранитоидов.

Возрастная граница между нижним и средним этажами в пределах проявления киммерийской складчатости проходит в позднем палеозое — раннем мезозое. Для районов альпийской складчатости она проходит в мезозое. Граница между средним и верхним этажами фундамента в районах киммерийской складчатости приходится на возрастной интервал триас — юра, а в районах альпийской складчатости — мел — палеоген.

Гидрогеологические особенности нижнего этажа ($ГМ_м$ и $ГМ_п$) изучены только в районах выхода его на поверхность. Он сложен метаморфическими породами архея, протерозоя и палеозоя, а также интрузивными образованиями различного возраста. На Карпатах, например, нижний этаж выходит только на юго-востоке в краевых частях Мармарошского кристаллического массива, распространенного в основном в пределах Румынии. В Крыму и Копетдаге метаморфические и интрузивные породы не образуют крупных структур, выходящих на поверхность. В Кавказской СО они слагают систему ГМ в осевой части Большого Кавказа и несколько ГМ в Закавказье (Храмский, Локский, Дзирульский, Зангезурский и др.). На Памире $ГМ_м$ и $ГМ_п$ являются господствующими структурами, как по занимаемой площади, так и по положению в рельефе. Во внешней зоне Тихоокеанского пояса, кроме упомянутых срединных массивов, нижний этаж выходит на поверхность в наиболее приподнятых осевых частях Амуро-Охотской, Сихотэ-Алинской и Верхояно-Чукотской СО. Во внутреннем Тихоокеанском поясе $ГМ_м$ и $ГМ_п$ имеют небольшие размеры (до 6 тыс. км^2). На Камчатке, например, к ним относится Малкинский ГМ, а на Сахалине — Восточно-Сахалинский ГМ.

Зоны выветривания, с которыми связаны трещинно-грунтовые воды, в $ГМ_м$ и особенно в $ГМ_п$ имеют обычно меньшую мощность, чем в подобных структурах, сформировавшихся в домезозойские эпохи. К сожалению, не всегда точно установлены размеры этой зоны и мало данных по разным ландшафтным областям. Но в целом можно отметить, что в метаморфических породах киммерид и альпид мощность зоны выветривания составляет 25—30, реже до 80 м. Зона выветривания в интрузивных породах обычно меньше — до 50 м. Это связано с тем, что альпиды и киммериды испытывали поднятие в неоген-четвертичное время. Восточный Памир, например, за последние 2—2,5 тыс. лет поднялся на 2 км. Быстрый подъем происходил и в других районах (Кавказ,

Сихотэ-Алинь, Камчатка). Таким образом на поверхности оказались относительно слабо выветрелые породы, поскольку при интенсивной денудации процессы выветривания не успевают глубоко проникнуть в обнаженные породы.

Во многих районах зона выветривания проморожена. Так, в Верхояно-Чукотской СО мощность зоны многолетней мерзлоты достигает 800 м, полностью или частично скована мерзлотой зона выветривания на севере Амуро-Охотской СО и в высокогорных районах Памира и Кавказа. Там, где получила развитие многолетняя мерзлота, воды в зоне выветривания находятся в жидком состоянии непродолжительное время (несколько месяцев) и наблюдаются преимущественно в сезонноталом слое. Летом с ними связаны небольшие источники, а в зимний период — наледи. На водораздельных хребтах и горных вершинах, закрытых вечными снегами и ледниками, зона выветривания вообще не оттаивает. Граница снеговой линии, выше которой создается такая обстановка, проходит на Камчатке на отметках 1,3—2,5 км, на Кавказе 2,5—3 км, на Памире 4—5 км. Важно отметить, что амплитуда колебаний отметок снеговой линии даже в пределах одного хребта в зависимости от экспозиции склонов может достигать 1 км.

В областях отсутствия многолетней мерзлоты зона выветривания метаморфических и интрузивных пород отличается слабой обводненностью. Дебиты источников обычно не превышают 1 л/с, достигая максимальных значений в периоды водно-атмосферного питания. Наиболее крупные источники находятся в нижних частях склонов, в основаниях делювиально-элювиальных шлейфов, и в долинах рек. Максимальные дебиты источников (1—10 л/с и более) наблюдаются на участках тектонических нарушений. С ними могут быть связаны не только нисходящий тип источников, обычно встречающийся в зоне выветривания, но и восходящий.

Слабую в целом обводненность зоны выветривания метаморфических и изверженных пород подтверждает также опробование скважин, дебит которых обычно не превышает 1 л/с при понижении уровня на 10—20 м. На участках тектонических нарушений дебит возрастает до 15 л/с.

Трещинно-карстовые воды в нижнем гидрогеологическом этаже фундамента распространены очень ограниченно. Они отмечены в мраморах протерозоя, редко нижнего палеозоя, встреченных на небольших площадях в Армении (Арзаканский и Невадский районы), на Памире, в Буреинском и Ханкайском срединных массивах юга Дальнего Востока. О водоносности мраморов известно немного: дебиты отдельных скважин достигают 5 л/с; источники — редки, а их дебиты обычно не превышают 0,5 л/с. Высокой водоносностью отличаются известняки и доломиты верхнего протерозоя и кембрия, слагающие узкие вытянутые грабены на юге Дальнего Востока. К ним приурочены бассейны трещинно-карстовых вод. Суммарная мощность карбонатных толщ достигает 2,5 км. Водоносность таких пород неравномерна: наряду с притоками до 55 л/с отмечается безводность некоторых скважин.

Особо следует отметить крупный источник «Теплое озеро» на Малом Хингане, имеющий дебит 250—350 л/с в феврале и до 1500 л/с в июле.

Воды зон региональной и локальной тектонической трещиноватости изучены весьма слабо. Как отмечалось, в зонах тектонических нарушений дебиты скважин заметно возрастают, а в нижней части склонов часто дают излив. Здесь же существуют источники с дебитами 10—30 л/с. На Кавказе и на Памире в зонах тектонических нарушений в метаморфических и интрузивных породах формируются углекислые минеральные воды, реже азотные термы. В Буреинском, Чукотском и других срединных массивах с глубокими тектоническими нарушениями в гранитоидах связаны азотные термы. В Ханкайском массиве и в центральной части Сихотэ-Алиня в нижнем этаже фундамента встречены углекислые воды.

Средний этаж фундамента (ГИМ и ГАМ) выходит на поверхность во многих районах Карпат, Крыма, Кавказа, Копетдага, Сихотэ-Алиня, Верхоянского хребта и др. На Карпатах, например, структуры среднего этажа занимают ведущее положение. Они сложены слабо метаморфизованными терригенными и флишевыми отложениями мела, палеогена и неогена. Породы сильно дислоцированы, образуют линейные складки, часто осложненные разломами и надвигами. Преобладание в разрезе слабопроницаемых глинистых образований обусловливает низкую обводненность рассматриваемых структур.

Адмассивы и интермассивы широко распространены на южной окраине Горного Крыма. В их разрезе преобладают сланцы таврической серии (триас — нижняя юра) и средней юры, слабо обводненные даже в зонах тектонических нарушений. На Кавказе структуры среднего этажа фундамента располагаются в основном на водораздельных частях горных систем. Они образованы слабометаморфизованными породами палеозоя, триаса, нижней и средней юры. Среди них обычно преобладают сланцы. На южном склоне Кавказа встречены терригенно-вулканогенные отложения средней юры. Кроме того, в ряде районов распространены кристаллические известняки палеозоя, триаса и средней юры. Обводненность перечисленных образований обычно весьма низкая. Исключение представляют песчаники нижней и средней юры, известняки различного возраста, с которыми связаны высокодебитные источники и скважины. На Копетдаге, Туаркыре и Балханах выходы среднего этажа фундамента занимают относительно небольшие площади. Он сложен слабометаморфизованными терригенными породами пермо-триаса (Туаркыр) и средней юры (Большой Балхан и Копетдаг), отличающимися малой водоносностью.

На Сихотэ-Алине адмассивы и интермассивы окружают со всех сторон наиболее приподнятую водораздельную область, сложенную метаморфическими породами палеозоя. В среднем этаже получили распространение терригенные и эффузивные породы верхнего палеозоя и мезозоя, обычно имеющие слабую обводнен-

ность: нередко скважины дают излив с дебитом 0,05—0,3 л/с. Такие притоки зафиксированы в зонах разрывных нарушений мощностью 5 –20 м, которых, как показывает разведка ряда месторождений, обычно не менее трех на километр вкрест простирания структур. Естественные запасы подземных вод в этих зонах быстро срабатываются — притоки в горные выработки уменьшаются на 20—50 % уже через несколько дней после вскрытия зон.

На Северо-Востоке нашей страны ГАМ и ГИМ занимают наиболее высокое положение — хребты Верхоянский и Черского. Они сложены слабометаморфизованными, часто пологозалегающими отложениями верхнего палеозоя. Их отличительной особенностью является развитие сплошного покрова многолетнемерзлых пород мощностью до 500 м, через который нередко пробиваются подмерзлотные воды. Например, в районах развития палеозойских карбонатных отложений в Кыллахской и Омулевской структурах формируются источники трещинно-карстовых вод, имеющие даже в зимнюю межень дебит до 1400 л/с. На склонах Верхоянского и Черского хребтов образуются крупные системы наледей, протягивающиеся цепочкой длиной до 150 км вдоль речных долин. Общая площадь их распространения достигает нескольких десятков квадратных километров (до 3 % территории). Высота выхода наледи зависит от условий разгрузки подземных вод. Верхняя их граница располагается на 500—600 км ниже водораздела, а нижняя приходится на контакт ГМ с поверхностью межгорных впадин или моря. Так, средние высоты наледей на западном склоне Верхоянского хребта находятся в интервале абсолютных отметок 250—450 м, восточном склоне 650—950 м, а в Южном Верхоянье 400—1100 м. Крупные наледи обычно являются многолетними и имеют глубокое подмерзлотное питание через сквозные подрусловые талики. Расходы источников, питающих также наледи, превышают 1000 л/с. Мощность льда достигает 5 м и более.

На Сахалине средний гидрогеологический этаж выходит на поверхность в Западно- и Восточно-Сахалинском синклинориях. Они сложены терригенными формациями верхнего мела морского, прибрежно- и лагунно-морского генезиса мощностью от 3,5 до 8 км. Среди них ведущее положение занимают песчаники, гравелиты, конгломераты и туффиты. Наибольшие притоки (до 2 л/с) наблюдаются в долинах рек, которые обычно пространственно совпадают с зонами тектонических нарушений. На водоразделах и в глубинных частях разреза производительность скважин значительно меньше. Большая протяженность структур в меридиональном направлении (до 600 км) при небольших размерах в поперечнике (до 40 км) создает при обилии атмосферных осадков (около 1200 мм/год) условия для образования малых и весьма малых бассейнов с интенсивным водообменом.

На Камчатке средний гидрогеологический этаж фундамента обычно перекрыт вулканогенными и артезианскими бассейнами. Он выходит на поверхность в пределах Срединного и Восточного хребтов, образуя сравнительно небольшие структуры площадью

до нескольких тысяч квадратных километров. Более широкое распространение ГАМ получили в Корякской СО, где они слагают центральную и частично восточную ее части. В строении ГАМ участвуют осадочные и вулканогенные отложения мезозоя (сланцы, алевролиты, песчаники, туфы, порфириты, спилиты) общей мощностью до 6 км. Породы образуют складки с углами падения крыльев 30—45°, часто осложненные сбросами и надвигами. Наибольшей обводненностью характеризуются зоны выветривания и тектонических нарушений, их дебиты скважин чаще всего не превышают нескольких литров в секунду, но нередко достигают 8 л/с. Водоносность пород глубже 200 м не изучена.

В мезозойской толще образуются многочисленные источники. В зонах тектонических нарушений они восходящие, иногда углекислые и термальные с дебитами 1—5, иногда до 50 л/с. Средняя величина модуля подземного стока для рассматриваемых структур оценивается в 10 л/(с·км^2).

Верхний гидрогеологический этаж фундамента, образующий ААБ, широко распространен в Горном Крыму, на Кавказе, Копетдаге, Дальнем Востоке и Северо-Востоке. Возраст слагающих его толщ обычно определяется как юрский или меловой, иногда палеоген-неогеновый (Малый Кавказ, Сахалин, Камчатка). В южных районах страны (Крым, Кавказ, Копетдаг) преобладают карбонатные толщи, а в восточных — вулканогенно-терригенные и угленосные. В разрезе ААБ часто встречаются пластовые трещинные воды.

Своеобразная обстановка складывается в Горном Крыму. Синклинальные структуры, к которым приурочены верхнеюрские известняки — основной коллектор подземных вод,— представляет собой чаши-бассейны трещинно-карстовых вод, вытянутые в широтном направлении. Южное их крыло поднято на 800—1200 м над уровнем моря, а северное глубоко опущено. Такая асимметрия строения сказывается на динамике подземных вод — наиболее интенсивная их разгрузка происходит на северном борту. Этому способствуют также значительная тектоническая нарушенность пород и их закарстованность. В Горном Крыму насчитывается более 2000 источников, выходящих в основном на отметках 200—600 м. Наиболее известными источниками являются Карасу-Баши, Скельский и Аян, имеющие средний дебит 500—1400 л/с. Распределение трещинно-карстовых вод по глубине и площади имеет сложный характер. Близко расположенные скважины часто не взаимодействуют между собой. Одни из них могут давать излив со значительным дебитом, а другие — оказаться безводными и поглощать промывочную жидкость.

Выделение ААБ на Кавказе представляет определенные сложности, поскольку многие из них отличаются неоднородностью строения и переходными признаками, не позволяющими строго относить их к определенному типу гидрогеологических структур. Например, к ААБ относятся синклинальные структуры, находящиеся на периферии ГМ Большого Кавказа, сложенного интру-

зивными и метаморфическими породами палеозоя. На северном склоне — это Бельско-Малкинский, Дигоро-Осетинский и другие ААБ, выполненные песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями нижней и средней юры, а на южном — Свано-Осетинский ААБ, в котором осадочно-вулканогенный разрез того же возраста дополнен карбонатной толщей верхней юры — нижнего мела.

Водоносность глинистых и «аспидных» сланцев, а также вулканогенных пород нижней — средней юры обычно невелика. Она возрастает на участках распространения песчаников и в зонах дробления. С последними часто связаны выходы углекислых минеральных вод типа нарзан. Наибольшей обводненностью характеризуются сильно закарстованные карбонатные породы верхней юры — нижнего мела, с которыми связаны карстовые бассейны. На Кавказе — это наиболее водообильный и хорошо дренированный комплекс. Наряду со Свано-Осетинским ААБ он широко распространен в складчатой зоне известнякового Дагестана, где образует нагорные бассейны карстовых вод. Дебиты многочисленных источников достигают сотен литров в секунду, а из оз. Церик-Кель — примерно 1000 л/с.

Адартезианские бассейны Малого Кавказа сложены верхнеюрско-палеогеновыми породами. Значительную роль в строении ААБ играют вулканогенные образования верхнего мела — палеогена. Во многих случаях рассматриваемые структуры относятся к переходным — вулканогенно-артезианским. К такому типу структур принадлежат, например, синклинальные зоны Сомхето-Карабахской складчатой области, образованные сильно дислоцированными вулканогенно-осадочными, в том числе карбонатными толщами юры — мела. В Севано-Ширакской и Аджаро-Триалетской складчатых областях выделяется ряд ААБ, образованных вулканогенно-осадочными отложениями мела — палеогена. Для этих районов характерны развитие линейно-вытянутых складок и наличие многочисленных тектонических нарушений. Наибольшей обводненностью отличаются известняки верхнего мела, андезиты, туфы и туфопесчаники среднего эоцена: дебиты источников составляют 1—5, иногда 30 л/с, а производительность скважин 1—3, в ряде случаев 7 л/с (Боржоми). В среднеэоценовых отложениях скважины часто дают излив при расходах до 30 л/с. В Аджаро-Триалетской области выделяется два водоупора — песчано-сланцевый и глинистый, создающие условия для образования напорных пластовых вод в эоценовых и верхнемеловых толщах.

Отличительной чертой ААБ Малого Кавказа является широкое развитие углекислых минеральных вод (Боржомн, Истису, Дилиджан, Джермук, Бадамлы и др.), а также азотных и азотно-метановых терм (Тбилиси, Абастумани и др.).

На Копетдаге, Большом и Малом Балханах и Туаркыре ААБ сложены карбонатными и терригенными отложениями верхней юры, мела, иногда палеогена общей мощностью до 14 км. Эти отложения образуют системы внутренних и передовых складок,

поэтому ААБ имеют сложное строение и относятся как к горному, так и межгорному типам. Структуры горного типа располагаются в пределах хребтов, выходят на поверхность, хорошо дренируются и имеют небольшие размеры. ААБ межгорного типа приурочены к крупным синклинальным структурам в межгорных понижениях. К ним относятся Главная синклиналь Центрального Копетдага (Ашхабад-Бахерденская) и южная часть Западной Копетдагской депрессии. В этих районах ААБ во многих местах перекрыты глинами палеогена мощностью до 2 км, а в понижениях рельефа кровли глин располагаются малые АБ, сложенные неоген-четвертичными отложениями.

Отложения юры — мела сильно уплотнены и в целом отличаются слабой обводненностью, особенно на пологозалегающих крыльях структур и в депрессиях. В то же время в тектонических зонах и в сводах антиклиналей отмечаются многодебитные источники и скважины. Особенно важную роль в разгрузке подземных вод играют системы глубинных разломов Передовой и Внутрикопетдагской зон, имеющих северо-западное проостирание. К ним приурочены линии выходов восходящих термальных источников.

Основная масса инфильтрационных вод разгружается в непосредственной близости от участков их питания. Суммарный расход нисходящих источников оценивается в 5—7 тыс. л/с. В длительный круговорот захватывается значительно меньший объем инфильтрационных вод, часть из которых поступает на питание трещинно-жильных и трещинно-пластовых вод. В пополнении ресурсов последних существенную роль играют воды седиментационного происхождения.

Трещинные пластовые воды образуют несколько водоносных комплексов — верхнеюрско-неокомский, апт-альб-сеноманский, сенон-датский и палеоценовый. Первый представлен карбонатными и терригенными отложениями и отличается наибольшей обводненностью. Он занимает наиболее высокое гипсометрическое положение в антиклинальных структурах Копетдага и Большого Балхана, закарстован и хорошо дренирован. С ним связаны основные ресурсы пресных вод. По Копетдагу, например, они оцениваются примерно в 4 м^3/с. В апт-альб-сеноманский ВК наибольшей водоносностью характеризуются альбские песчаники на Западном Копетдаге, где у подножия хребтов скважины дают излив с избыточным давлением 0,5 МПа и дебитом 20—30 л/с. Примерно такими же особенностями отличаются песчаники, залегающие среди мергелей и глин сенон-датского ВК. Палеоценовые песчаники и карбонатно-глинистые отложения распространены в Восточном Копетдаге. В них отмечаются закарстованность и довольно высокая обводненность, но общие ресурсы невелики: по родниковому стоку они оцениваются в 63,3 л/с.

На юге Дальнего Востока выделяется шесть ААБ площадью от 4 до 36 тыс. км^2. Наиболее крупными среди них являются Тырмо-Буреинский и Верхне-Амурский, сложенные терригенными

и угленосными породами с прослоями туфов и эффузивов юрско-раннемелового возраста мощностью 3—6 км. Породы сильно уплотнены и выполняют краевые или внутренние прогибы. Складки часто усложнены разломами, а углы падения пород изменяются от 10 до 30°.

Наибольшая водоносность отмечается в зонах выветривания и тектонических нарушений. В долинах рек скважины часто дают излив с дебитом 8—16 л/с. Пластовые воды приурочены к песчаникам, углям и алевролитам. В Сучанском ААБ трещиноватые породы до глубины 1200 м составляют 20—30 % мощности разреза. В Тырмо-Буреинском ААБ водонасыщенные песчаники мощностью 5—30 м обнаружены на глубине 2,5 км. Их водоносность невелика: дебиты скважин, часто изливающих и газирующих метаном, не превышают 1 л/с. Наибольшие притоки наблюдаются в антиклинальных зонах. Естественные запасы подземных вод ограничены. Об этом свидетельствует быстрое уменьшение в несколько раз шахтного водоотлива после вскрытия водоносных углей и песчаников на глубинах до 400 м в Тырмо-Буреинском и Сучанском ААБ.

В Верхояно-Чукотской складчатой области ААБ образованы терригенными и вулканогенными отложениями триаса, юры и нижнего мела, имеющими очень широкое распространение. Водоносные породы представлены пологозалегающими трещиноватыми песчаниками, сланцами и алевролитами, в разной степени метаморфизованными и дислоцированными, общей мощностью 5—10 км. Они на значительных площадях выходят на поверхность. Но во многих районах, например в Яно-Колымской АО, они перекрыты чехлом верхнеюрских — кайнозойских отложений и входят в состав артезианских структур. Наиболее крупным ААБ является Яно-Индигирский, площадь которого достигает нескольких сотен тысяч квадратных километров. Кроме того, выделяются Чаунский, Мечигменский и другие ААБ меньших размеров.

Во всех ААБ развита сплошная многолетняя мерзлота мощностью до 500 м. Ниже ее подошвы почти всегда вскрываются подмерзлотные воды. В водоносных зонах, примыкающих к подошве мерзлой толщи, отмечаются наибольшие притоки — до 1 л/с. С глубиной их величина заметно уменьшается. На участках тектонических нарушений нередко происходит разгрузка подмерзлотных вод. Она фиксируется источниками с дебитами 10—30, иногда до 400 л/с и наледями. Особенно больших размеров наледи достигли в Момско-Селенняхской впадине — современной рифтовой структуре, расположенной севернее хр. Черского. В бортах впадины наблюдаются разломы с амплитудами новейших смещений более 600 м. С долгоживущими разломами связаны крупнейшие наледи Азии. Среди них первое место занимает Момская наледь с площадью распространения 82 км^2. Чтобы оценить масштабы разгрузки подземных вод, следует иметь в виду, что для формирования наледи площадью 10—15 км^2 необходим суммарный расход питающих ее источников порядка 1 тыс. л/с.

На Сахалине выделяется один ААБ — Татарский, вытянутый узкой полосой вдоль западной окраины острова. Восточный борт ААБ приподнят, а западный погружен под воды Татарского пролива. Структура ААБ весьма сложна. В нем прослеживается система складок меридионального простирания протяженностью до 120 км и шириной 3—10 км. Складкам свойственны крутое падение крыльев и интенсивная дислоцированность. В строении ААБ участвуют отложения палеогенового возраста (песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты), содержащие пачки каменного угля. Общая мощность толщи достигает нескольких километров.

Мощность зоны выветривания палеогеновых пород достигает 100 м. Водопроводимость ее составляет 5—10 м²/сут, возрастая в долинах рек до 50 м²/сут. Ниже зоны выветривания повсеместно вскрываются напорные воды, как трещинно-жильные, так и трещинно-пластовые. Мощность горизонтов пластовых вод по данным об эксплуатации угольных месторождений составляет 15—45 м. Несколько большей обводненностью отличаются песчаники и конгломераты, но и в них дебит скважин обычно не превышает 1 л/с. С глубиной притоки становятся еще меньше. Многие скважины при вскрытии водоносных зон дают излив. Так, на разведочных площадях Долинского каменноугольного месторождения более половины скважин изливали. В районе Невельска избыточное давление на устье скважин достигало 5,5 МПа.

Камчатская и Корякская складчатые области имеют наиболее молодой возраст верхнего этажа — палеогеновый на западе и олигоцен-раннемиоценовый на востоке. ААБ расположены на окраинах этих областей и представлены осадочными и туфогенными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также туфами и каменными углями. Их общая мощность достигает 7 км. Породы образуют узкие и длинные складки, часто разбитые крутопадающими разломами. Характерные для них интенсивная трещиноватость и высокая степень пористости (в среднем 10—13 %) определяют широкое развитие горизонтов порово-трещинных вод. Так, в Тагильском ААБ, расположенном на западе Камчатки, установлено 22 горизонта, приуроченных к песчаникам. Водоносные горизонты не выдержаны по площади и часто обрываются тектоническими нарушениями. Обводненность пород весьма неравномерная и в целом невысокая: производительность большинства скважин не превышает 1 л/с, возрастая до 15 л/с в зонах тектонических нарушений. Неравномерность обводнения пород связана также с переслаиванием в разрезе напорных и поглощающих зон. Многие скважины дают излив, особенно при вскрытии зон разломов. В одних случаях это явление наблюдается начиная с глубины 5—10 м, а в других — несколько сотен метров.

Глубокая дренированность ААБ речной сетью и большое количество атмосферных осадков (более 1000 мм/год) обусловливают образование многочисленных источников. Дебиты их малы и, за

редким исключением, не превышают 1 л/с. Об относительно небольшой обводненности пород свидетельствуют и величины модулей подземного стока — до 6 л/(с·км²). На востоке Камчатки их значения возрастают до 30 л/(с·км²).

Четвертичные рыхлообломочные отложения широко распространены в складчатых областях киммерид и альпид. Четвертичные водоносные горизонты тесно связаны с ВК фундамента. На водораздельных участках четвертичные отложения обычно сдренированы или промерзлы.

Наибольшая мощность четвертичных рыхлообломочных отложений (100—500 м и более) наблюдается вдоль подножий горно-складчатых сооружений, испытавших интенсивный подъем в современную тектоническую эпоху. Такие шлейфы прослеживаются вдоль северного склона Копетдага, на Восточном Памире, Северном Кавказе и на Северо-Востоке страны. Их роль в аккумуляции крупных запасов пресных вод очень велика. Например, на севере Копетдага насчитывается более 60 конусов выноса. Запасы пресных вод в них оцениваются в 15 тыс. км³, а отбор воды превышает 1 м³/с. В районах сплошного развития мерзлоты Верхояно-Чукотской области в предгорных конусах выноса образуются надмерзлотные талики. О значительных водных ресурсах, связанных с ними, свидетельствуют крупные наледи и источники. Следует отметить, что конусы выноса, выходя на предгорную равнину, попадают в пределы АБ. На этих участках происходит пополнение водных ресурсов АБ за счет разгрузки подземных вод ГМ.

Значительные площади в высоко- и среднегорных районах занимают глыбовые россыпи на склонах хребтов. На Дальнем Востоке они называются курумниками, а на Кавказе — чингилами. В условиях горного климата они служат естественными конденсаторами влаги и источниками водного питания подстилающих коллекторов.

Важное практическое значение имеют аллювиальные отложения в долинах рек. Они обычно хорошо обводнены, гидравлически связаны с поверхностными водотоками и обладают значительными ресурсами пресных вод. Мощность аллювия обычно невелика (до 20 м), но на участках грабенообразных погружений фундамента может возрастать до нескольких сотен метров. Максимальные мощности аллювия наблюдаются на юге Дальнего Востока в долинах рек Амгунь, Амур, Бикин, Кур и др., где образуются малые АБ долинного типа протяженностью до 300 км. В районах развития многолетней мерзлоты, например в Верхояно-Чукотской области, в долинах рек формируются талики, в том числе и сквозные. Через них часто выводятся на поверхность подмерзлотные воды зон тектонических нарушений. На побережье Дальнего Востока, Кавказа и Крыма четвертичные отложения имеют разнообразный генезис, но чаще всего морской. В них происходит сложное взаимодействие пресных вод, стекающих с суши, и соленых, проникающих с моря.

Химический состав подземных вод молодых ГМ претерпевает

значительные изменения в зависимости от орогидрографических, климатических и мерзлотных условий, типа структур, состава вмещающих пород и особенностей тектоно-магматического режима региона.

Для Карпат, например, характерна быстрая смена с глубиной пресных вод на соленые и рассолы. На контакте Скибовой зоны с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба, где распространены галогенные фации неогена, рассолы встречены на глубине 300—500 м. Даже в центральной части Карпат на глубинах более 500 м встречены в основном соленые воды хлоридного натриевого состава. В зонах тектонических нарушений Внутренних Карпат широко проявляются углекислые воды типа нарзан, боржоми и ессентуки.

На северном склоне ГМ Крыма пресные воды распространены более широко, чем на южном. Это явление подтвердила проходка гидротуннеля через горный массив к Ялте. В северной части тунеля пресные воды встречаются на расстоянии 3,5 км от входа. В южной его части в отложениях таврической свиты вскрыты воды сульфатного и хлоридного состава с минерализацией 2,7—7,2 г/л. Для подземных вод Горного Крыма характерно повышенное содержание сульфатов, которое на северном склоне достигает 800 мг/л, а на южном 2500 мг/л. Эта особенность определила довольно частую встречаемость сероводородных вод, особенно в сланцах таврической свиты. В слабо промытых морских глинистых отложениях Главной Гряды и на побережье Черного моря вскрыты соленые воды хлоридного состава с минерализацией до 28 г/л. Характерной особенностью ГМ Крыма является почти полное отсутствие углекислых вод: максимальная концентрация углекислоты достигает в отдельных точках 0,25 г/л.

Большое разнообразие состава подземных вод наблюдается в ГМ Большого Кавказа. В зоне выветривания обычно распространены воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава с минерализацией до 0,3 г/л, в известняках она повышается до 0,9 г/л. В гипсоносных отложениях титона, в изверженных породах, обогащенных сульфидами, встречаются воды сульфатного состава. Зоны тектонических нарушений часто сопровождаются выходами углекислых и сероводородных вод с минерализацией 0,2—23 г/л. Среди углекислых вод наиболее часто встречаются воды типа нарзан и боржоми. Уникальные по составу воды обнаружены в источнике Лугела на периферии южного склона Большого Кавказа. Они представляют собой 9,5 %-ный раствор хлористого кальция. Высокоминерализованные воды (до 42 г/л) хлоридного натриевого состава обнаружены также в Бельско-Малкинском ААБ.

На Малом Кавказе распространены в основном пресные воды с минерализацией до 0,3 г/л. В четвертичных отложениях долин рек нередко вскрываются соленые воды, проникшие из соленосных образований неогена. Интенсивный молодой вулканизм, сильная тектоническая нарушенность ГМ и широкое развитие карбонатных

толщ создали условия, благоприятные для формирования углекислых вод с минерализацией до 5 г/л. В Сомхето-Карабахской СО они имеют преимущественно гидрокарбонатный кальциевый состав, а в Севано-Ширакской — гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Большим разнообразием химического состава подземных вод отличаются ГМ Копетдага и Большого Балхана. В зоне выветривания здесь распространены пресные воды гидрокарбонатного и сульфатно-гидрокарбонатного состава. Трещинно-пластовые воды ААБ в зоне свободного водообмена имеют примерно такой же состав и минерализацию до 3 г/л. С глубиной сумма растворенных солей возрастает до 20 г/л, а состав вод становится сульфатно-хлоридным и хлоридно-сульфатным. Среди газов ведущими являются азот, метан, а также сероводород и иногда углекислый газ.

С тектоническими нарушениями связаны проявления как пресных, так и соленых вод. В центральных частях Копетдага в зонах разломов выходят крупные источники, дающие начало ручьям и рекам этого района. Состав вод в них сульфатно-гидрокарбонатный, а минерализация не превышает 1,2 г/л. В системах крупных тектонических нарушений Передовой и Внутрикопетдагской зон минерализация вод источников увеличивается до 30 г/л, а скважинами вскрываются воды с минерализацией до 76 г/л. Состав вод преимущественно хлоридный натриевый. Среди газов преобладают азот и метан. Повсеместно отмечается присутствие сероводорода от 10—50, иногда до 1230 мг/л. Уникальной особенностью вод Внутрикопетдагской зоны является исключительно высокая концентрация йода: 383—462 мг/л (источник Куйляр) и 89—379 мг/л (источник Сент-Кердери) [27]. Воды этой зоны отличаются также присутствием больших количеств свинца, цинка, фтора, брома и других микрокомпонентов. Воды источников глубинных разломов имеют повышенную температуру — до 38 °С.

В районах высокогорья и частично среднегорья Памира трещинно-грунтовые воды ГМ имеют гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию до 0,2 г/л. В среднегорье и низкогорье минерализация вод возрастает до 0,5 г/л, а главными компонентами становятся сульфаты кальция. В замкнутых котловинах Восточного Памира в результате процессов континентального соленакопления образуются сульфатные и содовые солончаки. Следует отметить, что значительная часть Памира относится к аридным горам, и потому явления континентального засоления не так уж редки в этих районах.

В зонах тектонических нарушений часто формируются минеральные и термальные воды. Наиболее часто выходы таких вод отмечаются на юге Памира. Выделяются три основных типа минеральных вод: азотные термы сульфатного натриевого состава в гранитоидах; холодные и горячие углекислые воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава, приуроченные в основном к метаморфическим породам.

Пресные воды в ГМ юга Дальнего Востока распространены до глубины 2 км. В их составе преобладают гидрокарбонаты кальция и натрия. Интересно отметить, что в зоне выветривания среднегорья воды с весьма малой минерализацией (до 50 мг/л) характеризуются повышенными содержаниями хлор-иона. Это явление отражает влияние муссонных осадков. В прибрежной полосе на расстоянии нескольких километров от моря воды часто становятся солеными, а хлориды натрия — ведущими компонентами.

Наибольшая минерализация вод наблюдается в ААБ. Так, в Тырмо-Буреинском ААБ на глубине 2,2—2,5 км вскрыты соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 12—16 г/л. Такие воды могут быть обнаружены и в других ААБ, расположенных на территориях, которые подверглись морским трансгрессиям.

С зонами тектонических нарушений связаны азотные термы (40—72 °С) и углекислые воды. Первые встречены в Буреинском срединном массиве (Кульдурские, Быссинские и Тырминские термы), а вторые — преимущественно в Ханкайском массиве и Сихотэ-Алинской СО, где они образуют более 20 одиночных и групповых выходов. Гидроминеральные поля занимают площадь до нескольких квадратных километров. Наиболее известные месторождения углекислых вод — Ласточка и Шмаковка. Состав углекислых вод преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый, редко натриевый. Минерализация изменяется от 1 до 3 г/л, а содержание углекислого газа — от 1 до 4 г/л.

Гидрохимические особенности Верхояно-Чукотской и Корякской СО определяются мерзлотными процессами. Надмерзлотные воды отличаются очень малой минерализацией. Вместе с тем на отдельных участках распространения загипсованных пород и сульфидных руд образуются соленые воды сульфатного состава.

Межмерзлотные воды обычно пресные, в их составе преобладают гидрокарбонаты и сульфаты кальция и магния. На морском побережье встречаются криопэги хлоридного натриевого состава. Преимущественно такой же состав имеют и подмерзлотные воды, минерализация которых колеблется от 1 до 15 г/л, а вблизи моря возрастает до 50 г/л.

Проявления углекислых вод на обширной территории Восточной Якутии и Северо-Востока страны очень редки. Воды дарасунского типа вскрыты горными выработками на хр. Сетте-Дабан. Выходы термальных вод (30—94 °С) наблюдаются вдоль побережья Охотского моря и на окраине Чукотского п-ова. Они делятся на две группы — береговые и материковые. Береговые источники (Мотыклейский, Аракамчеченский, Чаплинский и др.) находятся в 50—100 м от берега. Их воды относятся к хлоридному кальциево-натриевому типу с минерализацией до 18 г/л. Материковые источники (Тальские, Наяханский и др.) удалены от побережья на 50 км и более. Их минерализация значительно меньше (до 0,5 г/л), а состав хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

На химические особенности вод верхних горизонтов ГМ Сахалина накладывается отпечаток близости моря, что проявляется в повышенном содержании в пресных водах солей морского происхождения. Гидрокарбонатные кальциевые воды, преобладающие в верхней части разреза, с глубиной сменяются гидрокарбонатными натриевыми. В Татарском ААБ широкое развитие получили воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 31 г/л.

В зонах глубинных разломов наблюдаются выходы холодных углекислых вод с минерализацией до 9 г/л. Особо следует отметить Синегорские углекислые воды на юге Главного Сахалинского разлома в Западно-Сахалинском синклинории. Формула их химического состава следующая:

$$CO_2 9{,}2\ M_{25{,}3}\frac{Cl54HCO_3 46}{Na90Mg5}As65\ pH6{,}6;\ T\,10\,^{\circ}C.$$

Синегорский тип характерен и для вод грязевых вулканов на юге Сахалина.

В Татарском ААБ широко распространены слабосероводородные воды. Они образуют около 100 выходов на поверхность. На севере ААБ возле г. Лесогорска находится единственный термальный источник Сахалина (35—39 °С). По химическим особенностям он близок к кульдурскому типу, но в газовом составе преобладает метан. Гидрогеологические массивы Камчатки отличаются большим разнообразием термальных и минеральных вод. Например, в ГМ Центральной Камчатки установлены многочисленные минеральные источники, газирующие углекислотой и азотом. Минерализация вод колеблется от 0,3 до 5,3 г/л, а температура — от 5 до 100 °С. Наиболее известны Малкинские углекислые воды, имеющие гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав и температуру 84 °С.

Артезианские бассейны омоложенных древних СО. Большинство АБ, расположенных в районах тектоно-магматической активизации, испытывали в кайнозое погружение и отличаются значительной мощностью осадков (Байкальские, Алакуль-Балхашский, Иссыккульский, Ферганский и другие АБ). Но некоторые АБ слабо прореагировали на перестройку окружающих горных систем АБ (Саяно-Алтайской и Забайкальской СО).

К Байкальской рифтовой зоне, прослеживающейся от Алданского щита до северной части Монголии, приурочена система линейно вытянутых рифтовых долин — узких грабенов протяженностью 100—670 км и шириной 15—80 км. В одной из них находится оз. Байкал — крупнейшее и глубочайшее озеро мира, простирающееся на 636 км и имеющее глубину 1620 м.

Грабены выполнены песчано-глинистыми неоген-четвертичными молассами мощностью до 3, возможно, до 6 км. Всего здесь выделяется 22 АБ межгорного типа. Наиболее крупными среди них являются Верхне-Ангарский, Баргузинский, Усть-Селенгинский и Тункинский, приуроченные к одноименным впадинам. В Тункинском АБ проявился молодой вулканизм. Здесь известны молодые

погасшие вулканы, а в разрезе неогеновых отложений насчитывается до 80 слоев базальтов мощностью от нескольких до 80 м.

Пять АБ (Усть-Баргузинский, Усть-Селенгинский и др.) имеют продолжение на дне оз. Байкал. Их можно объединить в единый крупный и сложный Байкальский АБ. Водоносность отложений чехла неравномерна. Среди четвертичных образований наибольшие притоки характерны для аллювия крупных рек — Селенги и Уды, а также для озерных отложений оз. Байкал. Производительность скважин достигает в них 40 л/с.

Неогеновая толща расчленяется на две части — нижнюю угленосную (миоцен) и верхнюю грубообломочную (плиоцен). Региональные выдержанные водоупоры не прослеживаются. Производительность скважин колеблется от 0,2 (чаще всего) до 12 л/с. Интересно отметить, что на глубинах 1—2 км обводненность скважин довольно высокая и часто превышает 5 л/с при самоизливе с избыточным давлением на устье до 2 МПа.

До глубины 2 км обычно распространены пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава. Ниже они сменяются водами содового типа с минерализацией 1—3 г/л, а на глубинах около 3 км часто приобретают хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав.

В Тункинском АБ отмечено наличие углекислых вод, на базе которых функционирует курорт Аршан. Формула химического состава этих вод следующая:

$$M_1\ CO_2 2{,}1\ \frac{HCO_3 76 SO_4 21 Cl 3}{Ca 59 Mg 25 Na 13}\ Fe^{2+} 0{,}012\ H_2SiO_3 0{,}1;\ T\,7 — 42^{\circ}C.$$

Фонтанирующие углекислые воды вскрыты не только в чехле, но и в фундаменте АБ, сложенном известняками протерозоя.

Некоторые из АБ, расположенные на территории распространения, омоложенных каледоид, унаследованно развивались во впадинах, где находятся ААБ, занимая относительно небольшую часть площади этих структур. К таким АБ относятся Кузнецкий, Минусинские, Тувинский. Для них характерны спокойное залегание и умеренная дислоцированность пород, значительные перерывы в осадконакоплении и сравнительно небольшая мощность чехла (0,2—0,8 км). В сложении чехла АБ принимают участие породы в основном континентального генезиса юрского и четвертичного возраста. В Минусинском АБ к ним добавляются меловые отложения. Лучше всего обводнены юрские породы. В центральных частях впадин притоки в скважины значительно больше, чем на периферии АБ. Удельные дебиты скважин в долинах больше, чем на водоразделах: например, в Кузнецком АБ эти значения соответственно равны 10—62 и 0,01—0,5 л/с. С глубиной обводненность быстро уменьшается: в интервале 170—190 м удельный дебит скважин составляет 0,01—0,04 л/с, а на глубинах 250—350 м снижается до 0,001 л/с. Пологое падение пород и наличие глинистых водоупоров в верхней части разреза создают условия для

излива скважин. Такие скважины наблюдаются на гипсометрически пониженных участках многих АБ.

Другая группа АБ (Илийский, Зайсанский, Алакульский, Балхашский, Иссыккульский и др.) образовывалась на стыке горно-складчатых систем с различной интенсивностью тектонических процессов. Поэтому эти АБ отличаются асимметричностью строения (их центральная часть смещена к подножию более высокого горного сооружения), значительной площадью (десятки тысяч квадратных километров), вытянутостью вдоль главной цепи гор, переслаиванием грубообломочных и глинистых пород, слагающих чехол мощностью 4 км. Осадки накапливались в континентальной, иногда лагунной обстановке. Образование отложений чехла происходило в кайнозое, лишь в центральной и восточной частях Илийского АБ в основании чехла появляются меловые и юрские отложения.

Водоносность пород чехла неравномерная. Каждая стратиграфическая толща содержит как водоупоры, так и хорошо обводненные отложения. К последним прежде всего относятся пески верхнего мела в Илийском АБ, которые с глубины 3,7 км дают притоки до 75 л/с при изливе, а также четвертичные отложения, слагающие предгорные конусы выноса, где производительность скважин достигает 150 л/с. В других водоносных горизонтах дебиты скважин в среднем составляют 1—4 л/с.

Подземные воды АБ отличаются значительной пестротой минерализации и состава. Даже пресные воды не имеют стабильного состава, в них наблюдаются разнообразные сочетания гидрокарбоната, сульфатов и хлоридов. Сульфаты часто преобладают в глубоких горизонтах. Значительные ресурсы пресных вод образуются в речных долинах. В условиях полого-холмистого рельефа и аридного климата они развиты преимущественно в верхней части бассейнов рек. При площади водосбора 10—12 км^2 расход подземного потока достигает 3 л/с при минерализации вод до 1,5 г/л. С увеличением протяженности долин наблюдается рост минерализации вод. В условиях интенсивного водного питания горных районов воды четвертичных отложений практически повсеместно являются пресными.

В верхней части разреза пресные воды нередко замещены солеными водами континентального засоления (Балхашский АБ). Состав таких вод сульфатно-хлоридный натриевый, а минерализация достигает 30 г/л. Соленые воды, связанные с лагунными отложениями, отмечаются также в глубоких горизонтах. Максимальная минерализация 54 г/л зафиксирована в олигоценовой толще Илийского АБ на глубине 3 км.

Наиболее крупным АБ, расположенным в пределах омоложенных герцинид, является Ферганский, находящийся между Тянь-Шанем и Алайской горной системой. Чехол его сложен континентальными терригенными отложениями триаса, юры и нижнего мела, а также лагунно-морскими терригенными и карбонатными отложениями верхнего мела — палеогена и молассами неоген-чет-

вертичного возраста. Общая мощность чехла в центральной части АБ превышает 10 км.

Тектоническое строение Ферганского АБ весьма сложное. В зоне высоких предгорий (отметки до 3000 м) на поверхность выходят смятые в складки нижние горизонты чехла — палеогена, мела и юры. В зоне низких предгорий (отметки 600—1200 м) располагаются адыры, представляющие собой многочисленные брахиантиклинальные складки, сложенные миоцен-нижне-среднечетвертичными отложениями. В равнинной части АБ максимальной мощности 6 км достигают неоген-четвертичные отложения.

Частое переслаивание водоносных и водоупорных пород, сильная их дислоцированность, блоковая тектоника и сейсмическая активность региона создают условия для образования в чехле нескольких десятков высоконапорных водоносных горизонтов, часто не выдержанных по площади и разрезу. Скважины обычно дают самоизлив с большим избыточным напором на устье, иногда до 10 МПа. Вместе с тем притоки в скважины вследствие слабой водоносности пород в целом невелики. В меловом комплексе они, как правило, не превышают 0,005 л/с, в отдельных случаях достигают 8 л/с. В карбонатно-терригенных отложениях палеогена дебиты скважины составляют 0,01—0,5 л/с, а в олигоцен-миоценовых достигают 2,5 л/с. Наибольшая обводненность характерна для плиоцен-четвертичных отложений: из плиоценовых моласс скважины дают до 28 л/с, из отложений конусов выноса — до 15 л/с, а из аллювия — до 100 л/с.

Пресные воды распространены в областях питания водоносных горизонтов и прослежены на глубину 1—1,4 км. Видимо, это не предельная глубина их распространения. В составе пресных вод преобладают сульфаты и гидрокарбонаты кальция и натрия. При приближении к поверхности грунтовые воды часто засоляются вследствие интенсивного испарения, особенно на немелиорируемых территориях, где минерализация вод возрастает до 80 г/л. Близко к поверхности соленые воды залегают также на участках разгрузки вод глубокозалегающих горизонтов.

С погружением водоносных горизонтов возрастает минерализация и изменяется состав вод на сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Наиболее минерализованные воды (до 330 г/л) вскрыты в олигоцен-миоценовом и палеогеновом комплексах. С доплиоценовыми комплексами связаны нефтяные и газовые месторождения, высокотемпературные и промышленноценные воды, содержащие йод, бром, бор.

Между Алайской и Памирской горными системами располагается Алайский АБ, образованный песчано-глинистыми, иногда карбонатными отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 10 км. В этом АБ значительные ресурсы пресных вод сосредоточены в неоген-четвертичной толще конгломератов мощностью до нескольких сотен метров. Алайский АБ представляет собой ответвление Южно-Таджикского, расположенного гипсометрически ниже.

В долинах многих рек наблюдаются малые АБ долинного и водораздельного типов, сложенные кайнозойскими отложениями мощностью до нескольких сотен метров. К ним относятся Чаткальский АБ (севернее Ферганской впадины) и группа АБ, прослеживающаяся вдоль 40-й параллели (южнее Ферганской впадины) — Исфара-Исфанинский, Хайдаркан-Карабулакский, Шахимардан-Исфайрамский и др. В них обнаружены только пресные воды.

В Забайкальской СО широкое развитие получили межгорные АБ, залегающие в узких протяженных впадинах грабен-синклинального типа, выполненных триасовыми, юрскими, нижнемеловыми и четвертичными отложениями общей мощностью 300—2000 м. В Забайкалье установлено около 180 АБ такого строения. Сверху многие из них промерзлы на глубину до 150 м. Мезозойские породы, слагающие чехол АБ, представлены слаболитифицированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, а также эффузивами кислого и основного состава и туфами. Они отличаются фациальной невыдержанностью и трещинно-пластовым характером водоносности. В разрезе чехла вскрываются несколько водоносных зон. На глубинах 80—150 м скважины часто дают излив при дебите 1—30 л/с. Разведка пресных вод в ряде впадин (Еланская, Оловская, Кижингинская и др.) доказала возможность получения эксплуатационных запасов порядка 85—100 л/с. Вместе с тем нередки случаи, когда скважины безводны. Притоки и горные выработки буроугольных месторождений невелики и обычно не превышают 250 м³/ч. Наибольшей обводненностью характеризуются аллювиальные отложения, с которыми связаны крупнодебитные источники. С глубиной степень обводненности пород заметно уменьшается. Воды преимущественно пресные, гидрокарбонатного натриевого и кальциевого состава. С ухудшением условий водообмена появляются гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 4—6 г/л. На юге Забайкалья на участках континентального засоления встречены воды сульфатно-хлоридного состава. В Киранском АБ на глубине 100 м вскрыты рассолы с минерализацией до 121 г/л, которые, по мнению В. М. Степанова, представляют собой реликты континентального засоления.

Артезианские бассейны молодых СО. Артезианские бассейны молодых складчатых областей отличаются разнообразием положения (межгорные, латеральные, медиальные и др.) и состава слагающих их пород (терригенные, вулканогенные, карбонатные, соленосные), сложным строением, наличием многочисленных тектонических нарушений и напряженным тектоническим режимом. Кроме того, они находятся в разных ландшафтно-климатических зонах, что определяет в совокупности весьма большое различие в условиях формирования подземных вод.

Закарпатский внутренний прогиб делится Выгорлат-Гутинской вулканической грядой на Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины. Чехол впадин образован молассовыми, флишевыми и вулканогенными отложениями неоген-четвертичного возраста мощно-

стью более 5 км. Для Чоп-Мукачевской впадины характерны блоковое строение, интенсивный плиоценовый вулканизм и более полный разрез моласс сармата и паннона. В Солотвинской впадине отмечаются интенсивная солянокупольная тектоника, более полный разрез нижних морских моласс тортона и значительные мощности соленосных отложений. Это свидетельствует о сходстве строения Чоп-Мукачевской впадины с Большой Венгерской, а Солотвинской — с Трансильванской.

Наибольшей обводненностью характеризуется валунно-галечная толща плиоцен-четвертичного возраста мощностью до 300 м, получившая развитие в Чоп-Мукачевском АБ,— дебиты скважин достигают в ней 12 л/с. В других отложениях чехла АБ притоки обычно на порядок меньше.

Гидрохимические особенности Солотвинского и Чоп-Мукачевского АБ в значительной степени определяются присутствием в осадочном чехле соленосных отложений. Мощность зоны пресных вод в Солотвинском АБ ограничивается первыми десятками метров, в центральной части Чох-Мукачевского она достигает 300 м, а на востоке этого бассейна 580 м. Состав вод гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. С глубиной минерализация артезианских вод довольно быстро возрастает, достигая 250 г/л, а на участках соляных месторождений 350 г/л и более. Наибольшая минерализация обычно наблюдается на глубинах 1000—1100 м. Глубже суммарное количество растворенных солей часто уменьшается до 170 г/л, что, видимо, связано с разными условиями осадко- и соленакопления в верхне- и нижнемиоценовые эпохи.

Состав соленых вод и рассолов обычно хлоридный кальциево-натриевый и натриевый. На участках обогащения соленых вод углекислотой возрастает содержание гидрокарбонатов до нескольких граммов на литр (район г. Ужгорода, с. Вышково и др.).

Латеральные АБ Причерноморского склона Большого Кавказа (Сочинский, Сухумский и др.) имеют сложное строение. Многочисленные разломы разбивают их на блоки-ступени, служащие в одних случаях барражами, а в других — аккумуляторами подземных вод. Ступенчатое расположение блоков наблюдается как вкрест, так и вдоль простирания структур. Юго-западное крыло АБ опущено глубоко в море, а северо-восточное приподнято до отметок 1000 м и более. Чехол АБ сложен юрскими, меловыми и кайнозойскими (палеогеновыми) отложениями флишевого типа мощностью до 6 км. Для них характерно переслаивание слабопроницаемых пород — песчаников, глин, аргиллитов, мергелей и известняков. Интенсивная дислоцированность и слабая проницаемость пород не позволяют выделять в рассматриваемых АБ регионально выдержанные водоносные горизонты.

Движение подземных вод происходит главным образом по зонам тектонических нарушений, расположенным вкрест простирания кавказских структур, а также по карстовым полостям и трещинам выветривания.

Пьезометрическая поверхность подземных вод в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности. В горных районах уровни вод устанавливаются значительно ниже земной поверхности, а в понижениях рельефа — в долинах рек и на морском побережье — избыточное давление на устье скважин достигает 2,5 МПа.

Основная разгрузка пресных вод происходит в долинах рек на расстоянии более 5 км от берега моря. Она фиксируется многочисленными источниками карстовых и жильных вод, что в значительной степени определяется ступенчатым характером продольного профиля долин и значительной высотой наблюдаемых уступов (иногда до десяти и более метров). Избирательная разгрузка пресных вод по зонам тектонических нарушений и карстовым полостям происходит непосредственно на побережье и в акватории моря (район Гагры). Вместе с тем на побережье наблюдаются зоны интрузий морских вод и смешения пресных и соленых вод.

Наибольшая (до 1 км) глубина залегания подошвы пресных вод, имеющих обычно гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав, характерна для северных районов — от Новороссийска до Лоо. Южнее она не превышает 300 м, а в прибрежной полосе — нескольких десятков метров.

Пресные воды подстилаются солеными водами и слабыми рассолами с минерализацией до 45 г/л. Слабосоленые воды имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав, а соленые воды и рассолы — хлоридный натриевый, редко кальциево-натриевый. Соленые воды часто содержат сероводород, бром и йод и используются в лечебных целях. На их базе функционируют курорт Мацеста и другие лечебницы подобного типа. Формула химического состава мацестинских вод

$$H_2S,\ CH_4,\ N_2,\ CO_2M_{11}\ \frac{Cl95\ HCO_3 3}{Na80\,Ca12};\quad T25^{\circ}C.$$

Латеральные АБ Прикаспийского склона Большого Кавказа образованы терригенными и карбонатными отложениями мезозоя и кайнозоя. С удалением от предгорий возрастает глинистость разреза. Наиболее мощные водоупоры образуют глины верхней юры — нижнего мела, олигоцена — нижнего миоцена, а в приморских районах — верхнего плиоцена. Юго-западный борт на 0,7—1,5 км приподнят над уровнем моря в предгорной части Большого Кавказа, а северо-восточный уходит под дно Каспия. С юго-запада на северо-восток разрез омолаживается, увеличивается до 7 км общая мощность отложений чехла, наблюдается несколько складок, параллельных горному обрамлению.

Уклон потоков пресных подземных вод, движущихся от предгорий, в сторону моря изменяется от 0,005 до 0,02. В Кусаро-Дивичинском АБ на отметках более 300 м над уровнем Каспийского моря уровни в верхних горизонтах устанавливаются выше, чем в нижележащих. На отметках ниже 300 м, по данным Э. К. Аскербейли и др., наблюдается обратная картина. Это свидетельствует о том, что в верхней части склонов перетекание воды направлено сверху вниз, а в равнинных районах — снизу вверх.

Складки и тектонические нарушения усложняют характер движения подземных вод и гидравлическую взаимосвязь водоносных горизонтов. В приморской части бассейнов инфильтрационные потоки подземных вод выклиниваются, и главную роль в определении направленности динамики водоносных горизонтов играют литогенные процессы.

Пресные воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава распространены в верхней части разреза до глубины 300 м. В отдельных скважинах (г. Махачкала) пресные воды гидрокарбонатного натриевого состава встречены на глубинах до 800 м. В прибрежно-морской полосе наблюдается засоление грунтовых вод.

С глубиной минерализация вод постепенно возрастает. Соленые воды хлоридного натриевого состава фиксируются в основном на глубинах 300—800 м, а в интервале 0,8—3,5 км отмечается присутствие рассолов того же состава с минерализацией до 92 г/л.

Межгорные АБ Кавказа представлены на западе Рионским и на востоке Куринским АБ. В сложении их чехла принимают участие карбонатные и песчано-глинистые, иногда вулканогенные и соленосные породы юры, мела и кайнозоя. Мощность чехла возрастает в направлении Черного и Каспийского морей до 8 км и более.

В Рионском АБ породы осадочного чехла образуют узкие, сильно сжатые антиклинали и плоские широкие синклинали. Тектонические нарушения делят их на ряд структурных блоков и соответственно малых АБ. Для Рионского АБ в целом характерна высокая динамичность стока, обусловленная значительной приподнятостью бортов АБ, создающей большие перепады напоров, хорошими фильтрационными свойствами пород, особенно песчано-гравийных отложений четвертичного возраста и мэотиса, закарстованных известняков палеогена и мела. Тектонические нарушения и гидрогеологические «окна» в глинистых водоупорах эоцен-миоцена, апта-сеномана и юры создают условия для проникновения инфильтрационных вод на глубину 1—2 км.

Движение подземных вод направлено в сторону Черного моря. Многочисленные очаги их разгрузки фиксируются в ядрах антиклинальных структур и зонах тектонических нарушений как на суше, так и на дне моря. На южном борту Рионского АБ наблюдаются выходы термальных источников (термальная линия Накалакеви—Паиши, месторождение Цхалтубо).

Для северного борта Рионского АБ характерна очень большая глубина распространения пресных вод (1,8—2,3 км), причем в неокомских отложениях слабоминерализованные воды иногда залегают ниже соленых. На южном борту глубина проникновения пресных вод значительно меньше (0,2—0,3 км) и ограничивается неоген-четвертичным ВК. Состав пресных вод преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Соленые воды с минерализацией 1—35 г/л приурочены к палеоген-верхнемеловому, реже неокомскому, а также к юрскому

комплексам. Состав вод хлоридно-сульфатный, хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Рассолы с минерализацией 35—330 г/л встречены в основном в отложениях юрского возраста. Состав рассолов хлоридный натриевый и кальциевый.

Куринский АБ обращен в сторону Каспийского моря. Он представляет собой внешнюю западную часть более крупного Южно-Каспийского АБ, на восточной окраине которого расположен Закаспийский АБ. В Куринском АБ условия водообмена значительно хуже, чем в Рионском. Это объясняется существованием регионального водоупора майкопскнх глин мощностью до 3 км, а также возрастающей в восточном направлении ролью песчано-глинистых, иногда гипсоносных и соленосных отложений неоген-четвертичного возраста мощностью до нескольких километров. Уменьшается и обводненность пород. Наиболее благоприятные в этом отношении условня наблюдаются на участках развития конусов выноса и аллювиальных отложений. Открытые очаги разгрузки подземных вод горизонтов, залегающих над майкопскими глинами, редки. Общее направление движения этих вод — к Каспийскому морю. О динамике вод глубокозалегающих горизонтов известно очень мало. На окраинах АБ (Апшеронский АБ) отмечаются многочисленные грязевые вулканы, что свидетельствует о напряженном гидродинамическом режиме на этих участках и существовании перетока вверх из глубокозалегающих горизонтов.

Пресные воды обрамляют АБ со стороны предгорий. На южном борту ширина полосы их распространения составляет 45 км, а на северном 5—7,5 км. Максимальная глубина вскрытия пресных вод обычно не превышает 300 м, хотя в отдельных скважинах на южном берегу АБ достигает 1,4 км. К центру АБ пресные воды практически выклиниваются. Их состав преимущественно гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый. Наиболее широкое развитие в АБ получили соленые воды и рассолы. В верхних водоносных горизонтах обычно преобладают более минерализованные (50—200 г/л), воды сульфатно-хлоридного натриевого состава, а в нижних горизонтах — менее минерализованные (10—50 г/л) щелочные воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Особенно отчетливо такое явление наблюдается вблизи Каспийского моря. Гидрохимическая инверсия подобного рода имеет несколько объяснений — проникновение на глубину опресненных инфильтрационных вод, существование в ранние этапы развития менее минерализованных седиментационных бассейнов, развитие процессов дегидратации монтмориллонитовых глин и поступление отжатых слабоминерализованных щелочных вод в коллекторы.

Закаспийский АБ расположен на восточной окраине Южно-Каспийского АБ, находящегося в основном под уровнем моря. Его слагают породы мезозоя и кайнозоя общей мощностью до 25 км. В верхней части разреза до глубины 8 км залегают песчано-глинистые плиоцен-четвертичные отложения. Строение АБ весьма сложное, что определяется множеством складок, которые

сопровождаются тектоническими нарушениями, часто глубинными, с амплитудами перемещения блоков до 1,5 км. Разломная тектоника способствует проявлению грязевого вулканизма, наиболее широко развитого вблизи морского побережья.

Обводненность пород обычно невелика. Несколько возрастает она в песчаных отложениях челекенской свиты (средний плиоцен) и пролювиальных образованиях у подножий горных сооружений. Большинство скважин изливает, причем максимальное избыточное давление 30 МПа наблюдается на участках наиболее глубокого прогибания. Высокая нагретость недр является одной из причин возникновения аномально высоких пластовых давлений: установлено, что на каждые 10 °С прироста температуры избыточное давление увеличивается на 4—5 МПа.

Инфильтрационное питание проявляется весьма слабо. Ведущую роль играет элизионный режим, которому способствуют обилие глинистых пород в разрезе и напряженная тектоническая обстановка. Естественная разгрузка подземных вод, фиксируемая источниками, составляет очень небольшую величину (100—120 л/с). Вместе с тем объемы отжатых седиментационных вод весьма значительны. По расчету В. В. Колодия и А. В. Кудельского, только из среднеплиоценовых глин со времени их образования было отжато $4{,}5 \cdot 10^4$ км^3 воды.

В Закаспийском АБ распространены в основном соленые воды и рассолы. Причем их характерной особенностью является увеличение минерализации от центра к периферии АБ (наиболее четко устанавливается для дочетвертичных горизонтов) и ее уменьшение с глубиной. Происхождение вертикальной гидрохимической инверсии объясняется теми же причинами, что и в Куринском АБ. Колебания минерализации вод (г/л) в различных отложениях весьма значительны: четвертичные 0,5—126, верхнеплиоценовые 4—234, среднеплиоценовые 21—280. Воды имеют преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый и кальциево-натриевый состав. В гипсоносных породах среднего плиоцена встречены сульфатно-хлоридные натриевые воды. Рассолы часто содержат высокие концентрации бора, йода и других компонентов. Особо следует отметить металлоносные термы Челекена, локализованные вдоль глубоких разломов. Они вскрываются на глубинах 200—1500 м и отличаются значительными концентрациями свинца, цинка, меди. По данным изотопного анализа, а также гидрохимических и структурно-геологических исследований предполагается глубинное поступление металлов в среднеплиоценовую толщу. В очагах разгрузки металлоносных рассолов формируются полнметаллические месторождения стратиморфного типа.

Межгорные АБ на юге Дальнего Востока занимают почти 1/3 территории. Наиболее крупными из них являются Нижне-Зейский (118 тыс. км^2), Средне-Амурский (104 тыс. км^2), Уссури-Ханкайский (26 тыс. км^2). Чехол этих АБ представлен в основном песчано-глинистыми отложениями континентального генезиса, а также вулканогенными образованиями. Мощность этих отложе-

ний достигает 3 км. В бассейне р. Зеи возраст отложений чехла АБ — меловой и кайнозойский, а в других АБ (Средне-Амурский, Уссури-Ханкайский и др.) — кайнозойский.

Наиболее обводненные зоны связаны с русловыми отложениями древних и современных водотоков. Хорошо отсортированные русловые осадки приурочены к прогибам, заложенным в докайнозойское время. Дебиты на этих участках скважин достигают 10 л/с и более.

До глубины примерно 1 км распространены пресные воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава, часто в верхних горизонтах с повышенным до 15 мг/л содержанием железа. На глубинах 1—3 км встречены воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 1—4 г/л, реже более.

Артезианские бассейны Северо-Востока также имеют песчано-глинистый и туфогенный разрез чехла, но отличаются разнообразием типов (платформенный, межгорный, латеральный, долинный) и глубоким промерзанием — многолетняя мерзлота проникла на глубину 200—400 м и более. Яно-Колымская АО относится к платформенному типу и состоит из нескольких АБ — Нижне-Янского, Индигиро-Колымского, Индигиро-Зырянского и Восточно-Сибирского, находящегося над уровнем Восточно-Сибирского моря. Мощность мерзлоты превышает 200 м. Пьезометрические отметки в скважинах устанавливаются в прибрежной зоне на 180 м ниже уровня моря. В пределах суши вскрыты пресные и солоноватые воды. На морском побережье широко распространены криопэги с минерализацией до 87 г/л. Обводненность скважин обычно невелика — до 0,5 л/с.

Межгорные АБ, занимающие небольшие площади (до нескольких тысяч квадратных километров), промерзлы на глубину 120—200 м и имеют слабую обводненность. Их чехол образован меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 2 км. Аркагалинский и Омсукчанский АБ с чехлом мелового возраста содержит пресные и солоноватые воды с минерализацией до 8 г/л. В Лево-Момонтайском и Эльгенском АБ с осадочным чехлом кайнозойского возраста вскрыты воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 0,2—1,6 г/л.

Артезианские бассейны латерального типа (Гижигинский, Кухтуйский, Ямо-Тауйский и др.) расположены на побережье Охотского моря. Они образованы кайнозойскими отложениями мощностью до 0,8 км. В долинах рек скважины часто изливают с дебитом до 1 л/с. Мерзлота здесь не имеет сплошного распространения. Минерализация вод составляет 0,2—2,5 г/л, состав преимущественно гидрокарбонатный натриевый.

Артезианские бассейны долинного типа часто полностью промерзлы, а распространение в них межмерзлотных таликов подчинено высотной поясности. Подрусловые замкнутые талики формируются на 600—800 м ниже средней высоты водораздела.

Бассейны Сахалина занимают примерно 2/3 территории острова и представляют собой окраины Охотской АО, находящейся

над уровнем моря. Для них характерны сложное тектоническое строение, обилие тектонических нарушений и резкая фациальная изменчивость пород. Чехол АБ представлен песчано-глинистыми, иногда эффузивными отложениями неоген-четвертичного возраста мощностью 3—5 км, а на севере острова — до 11 км. Регионально выдержанные глинистые водоупоры делят разрез чехла на три этажа: верхний, верхнемиоцен-четвертичный; средний, нижнесреднемиоценовый; нижний, нижнемиоценовый. Водоносность песчаных отложений обычно небольшая (0,1—1 л/с), она возрастает в аллювиально-пролювиальных отложениях Томь-Поронайской впадины (1—10 л/с). С глубиной обводненность пород заметно снижается.

В верхнем этаже распространены пресные воды гидрокарбонатного натриевого состава. Наибольшая глубина их залегания (до 2 км) отмечена на западной окраине Северо-Сахалинского АБ, где в неогене находилось устье палео-Амура. На востоке Северного Сахалина максимальная глубина залегания пресных вод значительно меньше (50—400 м).

В среднем и особенно нижнем этажах распространены соленые воды с минерализацией несколько граммов на литр на западе и 12—28 г/л на севере и востоке Северо-Сахалинского АБ. Повышенная до 30, иногда 60 г/л минерализация свойственна участкам проявления нефтегазоносности, повышенных содержаний йода (до 80 мг/л) и брома (до 140 мг/л). Состав вод гидрокарбонатный и хлоридный натриевый.

Артезианские бассейны Камчатской и Корякской СО были заложены преимущественно в кайнозое. Исключение представляют некоторые АБ Пенжинско-Анадырской группы Корякской СО, заложенные в меловое время. Чехол АБ образован терригенными, иногда эффузивными угленосными породами общей мощностью от 2 до 10 км. Наиболее крупными являются Западно- и Центрально-Камчатские и Анадырский АБ.

Лучшей обводненностью характеризуются рыхлые песчаные неоген-четвертичные отложения, где дебиты скважин достигают 20 л/с, причем скважины часто изливают. Другие водоносные толщи дают значительно меньшие притоки — обычно до 1 л/с. В Корякской СО верхние ВК проморожены на глубину 100—150 м.

Наибольшая глубина распространения пресных вод (до 600 м) установлена в Большерецком АБ на западе Камчатки. На богачевской площади Восточно-Камчатского АБ на глубинах 1,2—2,3 км вскрыты воды с минерализацией 0,5—2,2 г/л. Состав пресных вод гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый (кальциевый).

Соленые воды с минерализацией до 16 г/л, реже более распространены в АБ Камчатской и Корякской СО весьма широко. В прибрежных районах они близко подходят к поверхности, но обычно встречаются начиная с глубин более 200 м. Состав вод хлоридный натриевый, в отдельных случаях с высокими содержаниями гидрокарбонатов. Опробование глубоких скважин в ряде

случаев установило существование гидрохимических инверсий — смену более минерализованных вод в разрезе слабосолоноватыми.

Вулканогенные бассейны. Эти структуры наиболее широко развиты на Малом Кавказе, Сихотэ-Алине, Корякской и Курило-Камчатской СО (табл. 13). Они встречаются также в отдельных районах Карпат и Большого Кавказа, а также Амуро-Охотской и Верхояно-Чукотской СО. На Карпатах вулканогеинные структуры приурочены к Выгорлат-Гутинской вулканической гряде, сложеиной базальтами, андезитами, липаритами, дацитами и их туфами плиоцен-раннечетвертичного возраста. Зона выветривания обводнена почти повсеместно: дебиты источников составляют 1—2 л/с, а колодцев 0,2—0,3 л/с. Глубже обводнены в основном зоны тектонических нарушений: дебиты скважин достигают 10 л/с. Воды обычно пресные, гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава.

На Большом Кавказе андезитовые и дацитовые потоки образовались в позднечетвертичное время. Вулканы Эльбрус и Казбек, с отметками 5642 и 5033 м соответственно, занимают доминирующее положение на Главном Кавказском хребте. В их окрестностях, так же как и в Кельском нагорье, распространены ВБ склонового и долинного типов. С ними связаны многочисленные источники, имеющие дебит 5—10, иногда до 1000 л/с. Воды весьма пресные с минерализацией до 0,2 г/л.

На Малом Кавказе установлено несколько сотен вулканов, действовавших в четвертичное время. Лавовые потоки и покровы накладывались на горизонтальную или близкую к ней поверхность. Мощность отдельных пластов составляет 20—30 м, а суммарная мощность эффузивных образований достигает 300 м.

Таблица 13. **Главные вулканогенные бассейны СССР**

Группы ВБ	Название ББ	Чехол ВБ	
		Возраст	Мощность, км
Вулканических поднятий	Аджаро-Триалетский (Малый Кавказ)	KZ	1—3
	Эльбрусский и Казбекский (Большой Кавказ)	N—Q	1,5—2,5
	Курильский	N—Q	0,5
	Срединный и Восточный (Камчатка)	KZ	2
	Джагдинский (юг Дальнего Востока)	K	1—2
Вулканических склонов	Выгорлат-Гутинский (Карпаты)	N	0,8
	Сихотэ-Алинский	K—KZ	2—3
	Приохотский	J—K	2—2,5
Нагорных платобазальтов	Армянский	KZ	1—1,5
	Шуфанский (юг Приморья)	K—KZ	0,7
Вулканических грабенов и депрессий	Приамурский	K—KZ	2—4
	Севано-Ширакский	P	1—1,5

Кроме того, на Армянском нагорье развита вулканогенная толща плиоцена мощностью до 1,5 км. В долинах рек лавовые образования переслаиваются с валунно-галечными отложениями, что способствует формированию мощных подземных водных потоков. В глубоких ущельях наблюдаются крупные источники. Так, на Ахалкалакском плато Дашбашские источники имеют дебит 4 тыс. л/с, Абларские 1 тыс. л/с. Обычно область питания таких источников имеет площадь 100—300 км², а участок интенсивной разгрузки — около 1 км². П. Т. Саркисян выделяет четыре высотные зоны по условиям питания и разгрузки подземных вод: 1) выше отметок 3300 м, где источники редки и атмосферные воды попадают в основном в поверхностные водотоки; 2) на отметках 2600—3300 м (привершинное плато), где формируются мощные подземные потоки и дебиты источников достигают 50 л/с и более; 3) на отметках 1500—2800 м (склоны нагорья), где крутой рельеф не способствует пополнению ресурсов подземных вод за счет поступления атмосферных осадков, источники редки, но обладают большими дебитами и стабильным режимом; 4) на высотах 800—2200 м (подножие нагорья), где горизонты обладают небольшими ресурсами, происходит наиболее интенсивная разгрузка подземных вод. Модуль подземного стока для районов развития вулканических лав колеблется от 4,5 до 13 л/(с · км²).

Высотная поясность проявляется и в изменении минерализации вод. А. А. Мартиросян установил, что минерализация вод растет с 50—70 мг/л на отметках 3200—3400 м до 200—350 мг/л на высотах 1900—2000 м.

Значительные площади ВБ занимают на юге Дальнего Востока (хребты Сихотэ-Алинь и Баджальский, отроги Малого Хингана и т. д.). Они имеют двух-трехэтажное строение, поскольку образованы разновозрастными вулканогенными толщами мела и кайнозоя, часто переслаивающимися с песчано-глинистыми отложениями. Их суммарная мощность составляет 1—3 км, а на востоке Сихотэ-Алиня достигает 6 км. Водоносные зоны приурочены к современным и древним корам выветривания, погребенным песчано-гравийным отложениям, тектоническим и контактовым зонам. Лучше всего обводнены плиоцен-нижнечетвертичные базальты до глубины 150 м, где насчитывается до 10 ВГ мощностью по 3—15 м. Водоносность пород в долинах значительно выше, чем на водоразделах: дебиты скважин соответственно 2—75 и менее 3 л/с. Она уменьшается и с увеличением возраста водовмещающих пород (см. гл. 5, табл. 2). Воды имеют минерализацию 0,1—0,2 г/л и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. В районах морских побережий и с глубиной минерализация возрастает до 3 г/л. На глубинах более 200—350 м воды часто газируют метаном.

Пространственно Охотско-Чукотский вулканический пояс совпадает с водоразделом Северного Ледовитого и Тихого океанов. В его строении участвуют меловые, реже палеогеновые, а на отдельных участках нижнечетвертичные эффузивы. Большинство

ВБ характеризуется развитием островной, а иногда и сплошной мерзлоты. Во многих районах отмечаются наледи площадью до 40 км². Водоносность эффузивов заметно ниже, чем на Сихотэ-Алине, хотя в отдельных скважинах получены притоки до 4 л/с, а дебиты источников достигают 15 л/с. Воды имеют обычно минерализацию до 0,1 г/л и гидрокарбонатный состав.

В районах морских побережий Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканических поясов в зонах тектонических нарушений формируются пресные и соленые азотные и азотно-метановые термы. Часть из них возникает только за счет поступления инфильтрационных вод суши (Амгу, Вангоу в Приморье, Тумнин в Хабаровском крае, Тальские в Магаданской области). Они отличаются сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатным натриевым составом, минерализацией 0,2—0,5 г/л, повышенным содержанием фтора и кремнезема и температурой 36—90 °С. Другая группа источников образуется в результате смешения пресных вод суши и соленых вод морского генезиса (Чукотский п-ов, побережье Охотского моря). Их сводная формула следующая:

$$M_{3-20}\,\frac{Cl92-99}{Na30-79\ Ca20-71}\,\text{Si, Br, I;}\quad T20-60\ \text{C.}$$

Вулканические породы перекрывают примерно 45 % территории Камчатки, слагая два вулканических пояса. Один из них — срединный,— образованный палеоген-четвертичными вулканогенами, протягивается от Корякского нагорья на юг на 1500 км при ширине до 120 км. Другой — восточный,— сложенный неоген-четвертичными эффузивами, вытянут вдоль Тихоокеанского побережья и соединяется с Курильским поясом. На Камчатке и Курилах насчитывается 65 действующих вулканов и несколько тысяч молодых вулканических построек.

Эффузивы палеоген-неогенового возраста представлены андезитами, базальтами, андезито-базальтами и туфами, переслаивающимися с терригенными породами и имеющими общую мощность до 3 км. Обводненность пород связана с трещиноватостью, которая с глубиной падает. Исключение представляют тектонические зоны, в которых притоки получают на разных глубинах. Скважины дают от 0,1 до 5,5 л/с, а дебиты источников колеблются в больших пределах и достигают 300 л/с.

Четвертичные вулканогены представлены разнообразными пирокластическими образованиями, базальтами, андезитами и эффузивами кислого состава общей мощностью до 2,5 км. Лучше всего обводнены шлаковые разности, которые имеют пористость до 75 %. Значительная обводненность отмечается и в других пирокластических и некоторых лавовых образованиях. Крупные скопления подземных вод формируются в конусах выноса у вулканов, «захороненных» лавовых потоках, вулкано-тектонических депрессиях и обширных кальдерах крупных кольцевых структур. Мощные источники с дебитами до 4 тыс. л/с выходят в основании «языков» конуса выноса, по контакту молодых эффузивных образований

Таблица 14. Гидрогеохимические особенности минеральных вод вулканогенных областей Камчатки и Курил

Название вод	Геологические условия (возраст)	Характерные компоненты паровой фазы	Формула Курлова	
		Сероводородно-углекислые термы		
Мутновские	Район действующего вулкана	CO_2, SO_2, H_2S, HCl	$M_{1,5}\ \frac{SO_4, Cl, HSO_4}{H, Na, NH_4}$	pH 2,1; T 100—280 °C
Эбеко (о-в Парамушир)	То же	CO_2, H_2S, HCl	$M_{1,8}\ \frac{SO_4, Cl}{Na, Fe, Al}$	pH 2—3; $T > 100$ °C
		Азотно-углекислые термы		
Паужетские	Вулкано-тектоническая депрессия (N_2-Q_1)	CO_2, N_2, H_2S, NH_3	$M_{3,2}\ \frac{Cl}{Na}\ H_4SiO_4, HBO_2$	pH 8; T 100—210 °C
Больше-Банные	Вулканическая постройка (N-Q_4)	CO_2, N_2	$M_{1,4}\ \frac{SO_4, Cl, HCO_3}{Na, Ca}$	pH 7,8—8,7; T 100—170 °C
		Азотные термы		
Паратунские	Вулкано-тектоническая депрессия (P-N-Q)	N_2	$M_{1,9}\ \frac{SO_4, Cl}{Na}\ H_4SiO_4$	pH 7,5; T 46—97 °C
Начикинские	Зоны дробления в вулканогенных породах (P-N) и интрузивах	N_2	$M_{4,5}\ \frac{SO_4, Cl}{Na}\ H_4SiO_4$	pH 7,6; T 70—84 °C
		Углекислые термы		
Налачевские	Вулкано-тектоническая депрессия (P-N-Q)	CO_2	$M_{4,5}\ \frac{Cl}{Na}\ HBO_2, H_4SiO_4$	pH 7,6; T 75 °C
		Холодные углекислые воды		
Малкинские	Складчато-глыбовая зона, сложенная вулканогенными породами (K-P) и интрузивами	CO_2	$M_{5,3}\ \frac{HCO_3, Cl}{Na, Ca, Mg}\ HBO_2$	pH 6,5; T 6 °C

с менее проницаемыми древними вулканогениями. Производительность скважин составляет 3—10 л/с. Хорошо обводненные зоны прослеживаются в молодых эффузивах на глубину 200—500 м, иногда более.

В районах отсутствия проявлений современного вулканизма и гидротермальной деятельности воды обладают минерализацией до 0,25 г/л и хлоридно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. На участках развития гидротермально-измененных пород формируются кислые воды, а в прибрежноморских районах — солоноватые воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава.

Иная гидрохимическая обстановка складывается на участках проявления гидротермальной деятельности, связанной с современным или молодым вулканизмом. Здесь образуется пять типов минеральных вод: сероводородно-углекислые термы действующих вулканов; азотно-углекислые термы районов современной вулканической деятельности; азотные термы зон новейших тектонических движений; углекислые термальные воды районов древнечетвертичного вулканизма и углекислые холодные воды района древнечетвертичной и плиоценовой вулканической и интрузивной деятельности (табл. 14).

Гидротермальные системы, сформировавшиеся в районах современного вулканизма Камчатки, выносят огромное количество

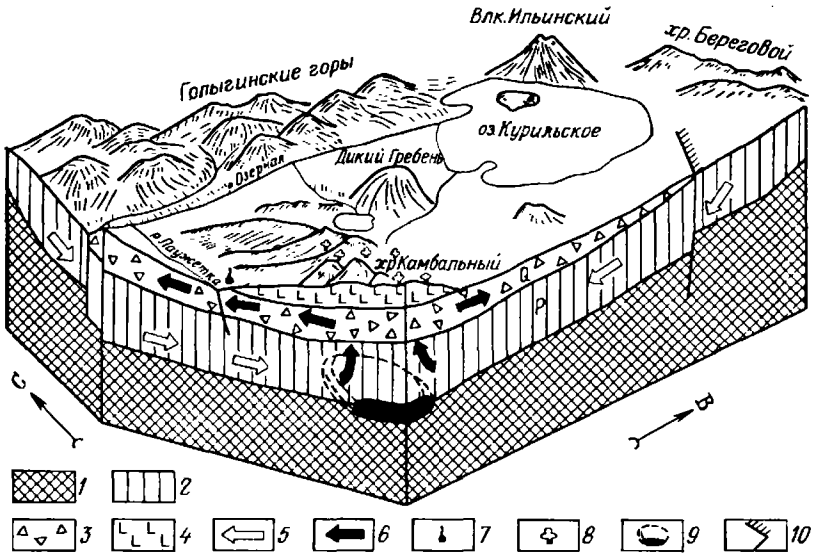


Рис. 38. Блок-диаграмма Паужетской гидротермальной системы.

1 — фундамент мелового возраста; *2* — вулканогенно-осадочные породы палеогена и миоцена; *3* — туфы паужетской свиты плиоцен-четвертичного возраста; *4* — верхний относительный водоупор средне-позднечетвертичного возраста; *5, 6* — направление движения вод (*5* — холодных, *6* — термальных); *7* — термальные источники; *8* — паровые струи; *9* — источник теплового питания (предполагаемый магматический очаг); *10* — разломы

Таблица 15. Тепловая мощность и состояние теплоносителя в гидротермальных системах Камчатки (по В. М. Сугробову)

Гидротермальная система	Состояние и температура теплоносителя	Тепловая мощность, 10^7 Дж/с
Кошелевская	Насыщенный и перегретый пар	3,15
Паужетская	Насыщенный пар, вода	1
Ходуткинская	Вода (55–88 °С)	0,42
Мутновская	Насыщенный пар, вода	1
Больше-Банная	Вода	0,29
Долина Гейзеров	Насыщенный пар, вода	2,9
Кальдера Узон	То же	2,7
Кирунская	Вода	0,2

тепла. Для юга Камчатки оно оценивается $5{,}57 \cdot 10^8$ Дж/с (табл. 15). На рис. 38 показана схема формирования гидротермальной системы в районе Паужетского месторождения парогидротерм, на базе которого функционирует ГеоТЭС мощностью 11 МВт.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Особенности региональной гидродинамики. Распределение элементов водного баланса в рассматриваемых структурах определяется наложением высотной поясности распределения показателей условий водного питания на их географическую зональность. Основная масса подземных вод, участвующих в активном водообмене, формируется в горных областях и стекает подземным или поверхностным путем в предгорные равнины. Различие условий водообмена в равнинных и горных областях показано в табл. 16.

В высокогорных областях наиболее ярко проявляется влияние высотной поясности на питание и разгрузку подземных вод. Например, в Тянь-Шаньской СО на отметках более 3,2 км

Таблица 16. Характеристика условий питания и разгрузки подземных вод в равнинных и горных областях

Рельеф	Складчатая область	Количество осадков, мм/год	Глубина расчленения рельефа, м	Модули стока, л/(с·км²)	
				речного	подземного
Низкогорный	Забайкальская	200—300	200–500	2—4	0,1–0,5
	Саяно-Алтайская	250—450	100–300	2—10	0,5–1,5
Среднегорный	Камчатская	800—1500	1000	15–30	5—10
Средне- и высокогорный	Саяно-Алтайская	500–1200	400—1500	10–45	1,5—5
Высокогорный	Тянь-Шаньская	600—1000, до 2000	1000–2500	20—30	5—10
	Кавказская	2000—3000	1000–2000	35–40	7—10

ведущая роль в питании вод принадлежит таянию ледников и снежников, на отметках более 2,5—3,2 км — снеговому питанию, 2,5—1,5 км — снеговому и дождевому, а менее 1,5 км — дождевому. С понижением отметок рельефа количество выпадающих осадков уменьшается с 1500—2000 мм/год в зоне ледниково-снегового питания до 200—800 мм/год в зоне преимущественно дождевого питания. Эти изменения находят отражение в соответствующем уменьшении модулей родникового стока с 15 до 1 л/(с·км^2).

Наблюдаемая высотная поясность распределения стока нарушается на участках закарстованных массивов и крупных зон тектонических нарушений, где происходит аккумуляция подземных вод.

В районах развития многолетней мерзлоты важную роль в формировании стока играют мерзлотные процессы, которые затрудняют питание подземных вод и способствуют образованию наледей, регулирующих сток в средней и устьевых частях бассейнов рек. Широкое развитие обводненных разломов, обычно имеющих большую протяженность, создает специфическую обстановку. Такие разломы представляют собой подземные артерии, дренирующие гидрогеологические массивы и осуществляющие связь с поверхностными водотоками. В одних случаях, чаще всего в разломах, ограничивающих АБ, они служат зонами поглощения речных вод, а в других, обычно в нижней части долин рек, — зонами разгрузки подземных вод.

При движении к самому низкому базису дренирования воды неоднократно переходят из поверхностных потоков в подземные и наоборот. В предгорных областях ведущая роль в питании водоносных горизонтов принадлежит инфильтрации из поверхностных водотоков. Например, в Илийском АБ на долю атмосферных осадков приходится всего 9 % водного питания, на подземный сток с гор 10 %, а остальная масса воды поступает из рек и каналов. Такая обстановка особенно характерна для районов орошаемого земледелия (Ферганский, Иссыккульский и другие АБ).

Замыкающим звеном местной разгрузки подземных вод обычно служат русла рек и озерные впадины. В равнинных и низкогорных районах она часто имеет скрытый характер, а в засушливых районах проявляется в виде испарения через почвенно-покровные отложения, о чем свидетельствует широкое распространение солончаков и сор.

Замыкающим звеном региональной разгрузки подземных вод являются котловины АБ, ААБ и крупных озер (Байкал, Балхаш, Иссык-Куль и др.). Особое место в водообмене занимает оз. Байкал, аккумулировавшее в своей котловине 23,6 тыс. км^3 пресной воды. По расчетам К. К. Вотинцева, период полного водообмена составляет примерно 400 лет. В верхней части озера этот процесс происходит значительно быстрее, поскольку он усиливается разгрузкой грунтовых, артезианских и трещинно-жильных вод в котловину Байкала.

Аккумуляция подземного стока происходит также в пределах любого АБ. Накопление вод в чашах АБ начиналось одновременно с их заложением. В современную эпоху наиболее глубокое проникновение инфильтрационных вод (до 1000 м) наблюдается в АБ байкальского типа, распространенных в рифтовой области. В других АБ оно обычно ограничивается 200—400 м. В более глубоких частях разреза АБ складываются условия, благоприятные для восходящего движения подземных вод, происхождение которых связано с дегидратацией пород и тектоническими процессами. Перетекание и разгрузка подземных вод происходят в основном по зонам тектонических нарушений.

Особенности динамики подземных вод нижнего гидрогеодинамического этажа ГМ практически не изучены. Связь между верхним и нижним этажами осуществляется преимущественно по зонам тектонических нарушений. По этой причине большой интерес представляют данные по изучению гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны, приуроченных к молодым разломам. Глубина циркуляции в них термальных вод, судя по расчету гидрохимических геотермометров (SiO_2, Na-K-Ca), проведенному В. А. Голубевым, колеблется от 1,3 до 6,3 км, а в среднем равна 3,9 км. Видимо, эта глубина не является предельной для проникновения инфильтрационных вод в ГМ.

Специфическая обстановка создается в областях современного вулканизма, где глубинная гидродинамика определяется магматическим режимом, условиями формирования и разгрузки парогидротерм.

Особенности региональной гидрогеохимии. В верхнем гидрогеодинамическом этаже распространены пресные воды с минерализацией 0,02—0,5 г/л. Изменение состава и минерализации этих вод подчинено высотной поясности. В высоко- и среднегорных районах с отметками местности более 1 км воды имеют минерализацию до 0,1 г/л и хлоридно-гидрокарбонатный состав со сложным сочетанием катионов, а также повышенным до 30 мг/л содержанием кремнекислоты. В средне- и низкогорных районах гумидных областей минерализация вод возрастает до 0,3 г/л, состав становится в основном сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым, а содержание кремнекислоты достигает 40 мг/л. В низкогорных районах межгорных впадин минерализация вод верхних горизонтов увеличивается до 0,5 г/л, а состав остается примерно тем же.

В аридных областях минерализация вод с понижением отметок рельефа растет быстрее. В низкогорных районах она увеличивается до 1 г/л, а в межгорных впадинах на участках континентального засоления — до 10 г/л более. Рост минерализации происходит в основном за счет сульфатов и хлоридов натрия.

В прибрежно-морских районах формирование состава подземных вод обусловлено взаимодействием вод моря и суши. Даже в атмосферных осадках здесь отмечается повышенное содержание солей морского происхождения. Это отражается и на несколько

повышенной минерализации вод вблизи морских побережий. Она значительно возрастает на участках интрузий морских вод и проникновения этих вод в долины рек в результате нагонных и приливных явлений.

Значительные по размерам ореолы загрязнения продуктами вулканической деятельности отмечаются в районах действующих вулканов и проявления газогидротермальных процессов.

Глубина распространения зоны пресных вод в пределах ГМ превышает несколько километров. В АБ она значительно меньше. Наибольшая мощность этой зоны наблюдается в следующих АБ (в км): Байкальские более 2; Северо-Сахалинский 1,8—2,1; Илийский 1,4—2,7; Дальневосточные, Зайсанский, Рионский и др.— около 1. В ВБ и ААБ мощность зоны пресных вод обычно не превышает 0,7 км. В глубоких частях разреза пресные воды имеют гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав.

Зона соленых вод распространена в районах развития процессов континентального засоления (межгорные впадины Средней Азии и Забайкалья) и пород морского и лагунного генезиса (Ферганская, Рионская, Закарпатская, Минусинская и другие впадины). Наибольшая мощность зоны соленых вод (до 3,5 км) установлена в Кузнецком ААБ и Ферганском АБ. Состав вод здесь сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый. Ведущая роль в образовании соленых вод принадлежит континентальному засолению и приносу морских солей. В Балейском АБ соленые воды формируются под влиянием внедрения из фундамента углекислого газа метаморфогенного генезиса. Состав вод гидрокарбонатный натриевый, минерализация достигает 16 г/л. В районах вулканической деятельности под влиянием разнообразных газогидротермальных процессов формируются различные типы минеральных соленых вод (см. табл. 14).

В ряде впадин, в разрезе которых отмечено присутствие соленосных отложений, под солеными водами на глубинах 0,5—2,5 км вскрываются рассолы с минерализацией до 330 г/л (Ферганский, Закарпатский, Илийский и другие АБ). Состав вод хлоридный натриевый и натриево-кальциевый. Рассолы содержат до 400 мг/л брома и до 25 мг/л йода.

В пределах развития древних омоложенных и молодых СО в целом выдерживаются как высотная, так и вертикальная гидрохимические зональности. Вместе с тем в ряде районов выявлены неоднородность гидрохимического разреза и многочисленные отклонения от установленных закономерностей, связанные с различными природными процессами, вулканизмом, блоковым строением отдельных районов и гидродинамической их разобщенностью, возникновением гидрохимических аномалий на участках разгрузки глубокозалегающих подземных вод. Во многих случаях нарушения гидрохимических закономерностей связаны с разработкой месторождений, ирригацией земель и другими направлениями техногенной деятельности.

Наиболее показательным примером сложного взаимодействия природных и техногенных процессов может служить Ферганский АБ. Для него характерны невыдержанность химического состава и минерализации по простиранию пластов и по разрезу, смена с глубиной соленых вод и рассолов — слабоминерализованными.

В древних омоложенных и молодых СО выделяются три провинции минеральных подземных вод: 1) углекислых вод в районах современной и недавно угасшей вулканической деятельности; 2) азотных термальных натриевых вод в районах, охваченных активными сейсмическими явлениями; 3) метановых и азотных холодных и горячих вод АБ. Провинции характеризуются большим разнообразием минеральных вод. Особенно богаты ими Кавказ, Карпаты, Камчатка, Забайкалье, Тянь-Шань и Копетдаг. Кроме того, выделяются области и районы распространения апровинциальных железистых и радоновых вод. Первые формируются в четвертичных отложениях и зоне выветривания горных пород и окисления сульфидных руд, а вторые — в районах развития кислых изверженных пород.

В верхней части разреза распространена зона кислородно-азотных вод, мощность которой зависит от глубины проникновения инфильтрационных вод и интенсивности водообмена. В очень расчлененных горных сооружениях кислородно-азотные воды проникают на глубину 1—1,5 км, но в большинстве структур их распространение ограничивается зоной выветривания и верхними водоносными горизонтами.

Ниже находится зона азотных вод. В гидрогеологических массивах эта зона является основной и охватывает практически всю изученную часть разреза. В большинстве АБ азотные воды подстилаются азотно-метановыми и метановыми. В некоторых АБ (Ферганский, Южно-Каспийский, Северо-Сахалинский и др.) встречены месторождения нефти и газа. В структурах, где активизированы процессы метаморфизма органического вещества, отмечаются большая газонасыщенность вод и разнообразный состав растворенных газов. Например, в Кузнецком ААБ установлено пять газовых зон (табл. 17). В призамковых частях антиклинальных структур формируются залежи метана, образование которого связано с процессами метаморфизации углей.

Специфическая обстановка возникает на участках развития углекислых, сероводородных и радоновых вод. Углекислые воды связаны с процессами термометаморфизма и молодого вулканизма. Они наиболее широко распространены на Кавказе, в Карпатах, на Камчатке и в Забайкалье, где установлены многочисленные выходы на поверхность. Сероводород встречается в виде примесей в углекислых водах и азотных термах. Самостоятельное значение он имеет в Ферганском АБ, где в нефтегазоносных структурах установлено десять месторождений сероводородных вод, а концентрация сероводорода достигает 2 г/л. Радоновые воды связаны с кислыми интрузивными массивами и наиболее часто встречаются на Кавказе, в Забайкалье и на юге Дальнего

Таблица 17. Газовая зональность Кузнецкого ААБ (по П. И. Зеленовскому)

Преобладающий газовый состав вод	Интервал проявления газовых зон в различных структурах, км	
	антиклинальных	синклинальных
CO_2-N_2-O_2	0—200	0—300
CH_4	200—550	300—1200
CH_4-CO_2	550—1200	1200—1500
CO_2 (CO_2-N_2)	1200—2700	1500—3000
CH_4	2700—3500	3000—4000

Таблица 18

Возраст тектоно-магматической активизации, лет	$^3He/^4He$	Ф, 10^{-6} Вт
10^9	$3 \cdot 10^{-8}$	5,4
10^8	$6 \cdot 10^{-7}$	9,8
10^7	$3 \cdot 10^{-5}$	12,3
10^6	10^{-5}	13,2

Востока. Концентрация радона достигает $3{,}7 \cdot 10^2$ Бк/л. Наибольшие ее значения отмечаются в некоторых углекислых источниках Забайкалья, например в Молоковке до $24{,}05 \cdot 10^2$ Бк/л.

Особенности региональной гидрогеотермии. Многолетняя мерзлота распространена на Северо-Востоке СССР и в высокогорных районах. Геотермическая ступень изменяется в широких пределах от 30—60 м в АБ и ААБ до 80—100 м в большинстве типов ГМ. Величина теплового потока в АБ и ААБ обычно в 1,5—2,5 раза больше, чем в ГМ.

Горячие воды широко распространены в Ферганском АБ, где подошва зоны холодных вод находится на глубинах всего 200—300 м, в других структурах она обычно расположена ниже (800—1200 м). Наиболее холодные воды АБ встречены в области развития многолетней мерзлоты, где их подошва опущена на глубину 1,5—2 км.

Положительные температурные аномалии широко развиты в районах формирования современных гидротермальных систем, где проявляются вулканизм и интенсивные сейсмические процессы (образование азотных терм). Наибольшие значения плотности теплового потока (более $8{,}4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2) наблюдаются в Байкальской рифтовой зоне. Предполагается, что под Байкальской впадиной на глубине 15 км температура в земной коре достигает 700—800 °С.

Изучение распределения величин теплового потока в литосфере показывает, что наиболее интенсивное его проявление наблюдается в зонах тектоно-магматической активизации. С затуханием тектонических процессов мощность теплового потока (Ф) становится меньше, одновременно изменяется и изотопный состав гелия ($^3He/^4He$) в подземных флюидах (табл. 18, по Б. Г. Поляку и И. Н. Толстихину).

Часть III
ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Глава 18
ВОСТОЧНОЕ ПОЛУШАРИЕ

ЕВРОПА

На севере Европы расположена дорифейская Фенноскандинавская и неомоложенная палеозойская Норвежская СО (рис. 39). Палеозойские СО слагают центральную и западную части Западной Европы, а на юге ее находится область альпид.

Фенноскандинавская (Балтийская) СО сформировалась в эпоху докембрийской складчатости и сложена древнейшими архейскими и протерозойскими гранитами, гнейсами, филлитами и сланцами. Норвежская СО сформировалась в эпоху каледонской складчатости и образована метаморфическими породами нижнего палеозоя. В Фенноскандинавской и Норвежской СО развиты пресные трещинные воды зоны выветривания и трещинно-жильные воды тектонических разломов. Эти воды вскрываются неглубокими скважинами и колодцами. На больших глубинах, судя по данным, полученным для территории СССР (см. гл. 15), должны залегать трещинно-жильные соленые воды. Важное значение в СО имеют воды аллювиальных и ледниковых четвертичных отложений, особенно озов — в Швеции и конечных морен — в Финляндии. Озы на территории в Швеции иногда имеют длину во много десятков километров при мощности до 100 м и более. Водопроводы, питаемые водами озер, известны во многих городах Швеции. Конечные мореины широко распространены в Финляндии, где их воды используются для водоснабжения. В Финляндии и особенно в Швеции во многих пунктах применяется искусственное восполнение подземных вод.

Высокого качества пресные подземные воды Фенноскандинавской СО в настоящее время находятся под угрозой загрязнения вследствие того, что ядовитые дымы промышленных производств Великобритании, ФРГ, и других стран переносятся воздушными течениями на север и загрязняют природные воды СО. Величина pH осадков на юге Швеции и Норвегии за 20 лет уменьшилась с 6 до 4, значения pH грунтовых вод снизились до 4, а вод озер — с 8 до 4,5. Типичный состав атмосферных вод в Швеции в 1970-е годы выглядел следующим образом:

$$\frac{SO_4^{2-}58\ NO_3^-26\ Cl^-16}{H^+43\ NH_4^+25\ Na^+12\ Mg^{2+}6\ K^+2}.$$

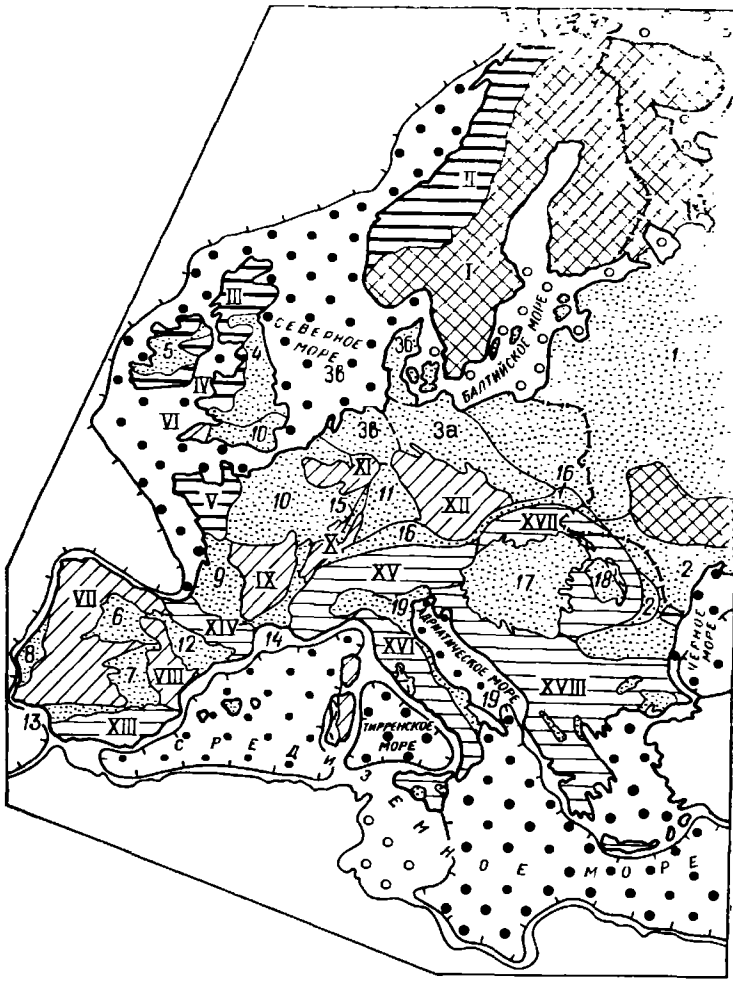


Рис. 39. Схема гидрогеологического районирования зарубежной Европы.

I — Фенноскандинавская дорифейская СО; II—V — палеозойские несмоложенные СО и ГМ (II — Норвежская СО, III — Шотландский ГМ, IV — Уэльс-Ирландский ГМ, V — Арморикайский ГМ); VI—XII — палеозойские омоложенные СО и ГМ (VI—ГМ Корнуэлл, VII — Месета-Кантабрийский ГМ, VIII — Каталонский ГМ, IX — Центрально-Французский ГМ, X — ГМ Юры-Шварцвальда, XI — Арденский ГМ, XII — Центрально-Европейская СО); XIII—XVIII — мезозойские и кайнозойские СО и ГМ (XIII — Бетский ГМ, XIV — Пиренейская СО, XV — Альпийская СО, XVI — Апеннинская СО, XVII — Карпатская СО, XVIII — Балканская СО). 1—3 — АО с фанерозойским чехлом (1 — Восточно-Европейская, 2 — Каспийско-Черноморская, 3 — Западно-Европейская (3а — Германо-Польский, 3б — Датский, 3в — Североморский АБ); 4—11 — АБ с мезокайнозойским чехлом (4 — Пеннинский, 5 — Ирландский, 6 — Старокастильский, 7 — Мадридский, 8 — Португальский, 9 — Аквитанский, 10 — Англо-Парижский, 11 — Южно-Германский); 12—19 — АБ с кайнозойским чехлом (12 — Эбро, 13 — Андалузский, 14 — Роинский, 15 — Верхне-Рейнский, 16 — Предальпийско-Предкарпатский, 17 — Паннонский, 18 — Трансильванский, 19 — Адриатический). Условные обозначения см. на рис. 13

Кислотные дожди необратимым образом сказываются на закислении почв и водоемов, гибели лесов и некоторых видов рыб.

На юго-восток от Фенноскандинавской СО расположен Прибалтийский АБ, восточное крыло которого находится в пределах СССР, а западное крыло скрыто под уровнем Балтийского моря и лишь небольшая его часть выходит на поверхность на островах Готланд и Эланд, а также на побережье Швеции. Южное крыло Прибалтийского АБ находится в пределах ПНР и СССР (Литва и Калининградская обл.) — это Польско-Литовская синеклиза, где мощность чехла достигает 3 км. В его строении принимают участие водоносные комплексы палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Пресные подземные воды АБ ниже сменяются солеными, а на глубине свыше 500 м — рассолами с минерализацией до 270 г/л и более, что связано с наличием пермских соленосных отложений.

К югу от Фенноскандинавской СО в широтном направлении протянулась обширная Западно-Европейская АО. Ее южная граница проводится по предгорным латеральным АБ Карпатской СО и гидрогеологическим массивам герцинид — Судеты, Рудные горы, Гарц. На западе она ограничена Пеннинскими горами, Шотландским ГМ и уступом шельфа. Западно-Европейская АО делится на ряд крупных АБ — Североморский, находящийся в основном под уровнем моря, Датский и Германо-Польский, относящиеся к семиморинному типу, поскольку одна их часть находится на суше, а другая скрыта под уровнем Балтийского моря.

Фундамент Западно-Европейской АО имеет различный возраст — дорифейский в Датском АБ, дорифейский на востоке и каледонский на западе в Североморском АБ, герцинский в Германо-Польском АБ и альпийский в предгорных АБ Карпат. Глубина залегания фундамента изменяется от 1 км на окраинах АО до 11 км в центральных частях АБ.

Платформенный чехол АО состоит из двух этажей: нижнего — палеозойского и нижнемезозойского и верхнего — мезо-кайнозойского. В нижнем этаже чехла и в фундаменте наблюдаются многочисленные разломы разного простирания, с преобладанием северо-восточных, и грабены-авлакогены, с глубоким погружением фундамента. Выступы фундамента и авлакогены прикрыты слабодеформированными верхнемезозойскими (меловыми) и кайнозойскими отложениями верхнего этажа чехла.

Нижний этаж чехла АО расслоен мощной (до 1200 м) толщей соленосных отложений цехштейна (верхняя пермь) на надсолевые и подсолевые ВК. С верхней частью подсолевых отложений («красный лежень») связана подавляющая часть (более 5 трлн. м^3) разведанных запасов газа Западной Европы. Глубже соленосной толщи распространены рассолы с минерализацией 200—400 г/л хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава. В них содержатся большие концентрации брома и йода — до 1 и 10—15 до 150 мг/л соответственно. Надсолевые воды нижнего этажа также содержат в основном соленые воды. Этому

способствует широкое развитие соляных куполов и штоков, которые во многих местах прорывают надсолевые отложения.

В верхнем этаже АО распространено несколько хороших коллекторов — раковинный известняк среднего триаса, карбонатная толща верхней юры — мела, песчаные отложения олигоцен-неогенового и четвертичного возраста. Особенно широко для водоснабжения используются воды аллювиальных и ледниковых отложений субаэральных АБ. Например, в Германо-Польском АБ успешно эксплуатируются грунтовые воды отложений, выполняющих ледниковые долины, вытянутые в субширотном направлении. В пределах этих долин находятся отрезки современных долин Вислы, Одера, Эльбы и их притоков. Многие города и населенные пункты используют грунтовые воды, содержащиеся в ледниковых и аллювиальных песках и гравии. Г. Висмар на берегу Мекленбургской бухты использует для водоснабжения грунтовые воды из плейстоценовых песков и артезианскую воду из миоценовых песков с глубины 50—70 м; г. Краков снабжается грунтовыми водами аллювиальных отложений р. Вислы.

Континентальные отложения олигоцен-миоцена, представленные песками, гравием, бурыми углями и глинами, содержат несколько водоносных горизонтов, широко используемых для водоснабжения (дебиты скважин достигают 20 л/с). Осложняют использование этих горизонтов проникновение соленых вод из цехштейна и осушение толщ при разработке бурых углей.

В Мюнстерской мульде на севере ФРГ мощность меловых отложений превышает 2 км. Водоносные горизонты здесь имеют мощность 50—250 м, перекрываются глинистыми водоупорами и при вскрытии изливают с избыточным давлением до 1 МПа и дебитом до 15 л/с, реже более. Воды пресные, сложного состава.

В Мюнстерской мульде отмечается наибольшая мощность зоны пресных вод — до 2 км, в других районах она обычно значительно меньше: от 0,6 до 1,2 км. Наименьшие значения мощности этой зоны (до 400 м) установлены в прибрежно-морской полосе и в районах проявления солянокупольной тектоники (бассейн р. Одры, г. Познань и т. д.). Зона соленых вод имеет небольшую мощность (до 400 м) и с глубиной быстро сменяется рассолами, которые главенствуют в гидрохимическом разрезе. Они вскрываются на глубинах, начиная от первых десятков метров (соленосные отложения тортона в Предкарпатском прогибе) до 5 км и более (повсеместно).

Геотермический градиент колеблется в пределах 2,8—5 °С на 100 м глубины. Воды с температурой 100 °С вскрыты в Верхнесилезском районе и на севере Дании на глубинах около 3 км.

Каледонские и герцинские складчатые структуры образуют разобщенные блоки значительных размеров и сложного строения. Наиболее крупными ГМ являются Уэльс-Ирландский, Корнуэлл, Арморикапский, Центрально-Французский, Арденнский, Месета-Кантабрийский. Все перечисленные и другие ГМ разделены АБ, чехол которых сложен эпигерцинскими отложениями. В строении

ГМ преобладают песчано-сланцевые толщи, в нижнем палеозое и докембрии — вулканогенные породы. Интрузивные массивы тяготеют к внутренним зонам.

Обводненность пород, слагающих $ГМ_и$, $ГМ_м$ и ГАМ, обычно невелика. Она возрастает на участках тектонических нарушений, где дебиты источников и скважин достигают 10 л/с. Значительной водоносностью характеризуются древние красные песчаники девона в Шотландии и Уэльсе, где притоки в скважины составляют 15—16 л/с.

Наибольшая обводненность наблюдается в синклинальных структурах, выполненных каменноугольными отложениями и образующих ААБ (Арморикапский массив, Пеннины, Рурский бассейн): водоотлив из угольных шахт Пеннин и Рура составляет 100—250 м³/ч. «Жерновые песчаники» верхнего карбона в Уэльсе и Шотландии характеризуются производительностью скважин 16—35 л/с при их глубине до 150 м. Особенно высокой водообильностью отличаются известняки верхнего девона — нижнего карбона. Во многих районах развит карст (например, карстовая система Гейнинг-Геля в Шотландии), образуются крупные карстовые источники с ярко выраженным сезонным характером режима. На восточном побережье Пембрукшира (Шотландия) в 8 км от берега установлена субмаринная разгрузка пресных вод. На северо-западе Франции и в Бельгии воды известняков нижнего карбона интенсивно эксплуатируются. Отбор воды в количестве нескольких кубических метров в секунду приводит к прогрессирующему снижению ее уровня на 1—1,2 м/год.

Широкое распространение в ГМ получили пресные воды. С глубиной минерализация вод растет. Наиболее минерализованные воды обнаружены в ААБ. В отложениях верхнего карбона в Пеннинах на глубинах 450—700 м минерализация вскрытых вод составляет 1,7—3,1 г/л, на глубине 900 м—33 г/л, а на глубине 5,1 км — 51 — 99 г/л. В Рурском бассейне в зонах тектонических нарушений обнаружены горячие соленые воды, а в угленосных отложениях — рассолы с минерализацией до 100 г/л. Термальные воды вскрываются и в других районах. Например, на п-ове Корнуэлл в гранитах на глубинах 200—700 м обнаружены воды с температурой 52 °С, а в районе Бристоля выходят источники с температурой 46 °С.

В перечисленных и во многих других районах палеозойских СО проявились процессы тектоно-магматической активизации. Например, в неоген-четвертичное время в Центрально-Французском массиве действовали вулканы в системе Рейнских грабенов и оживлялись тектонические движения. В этих местах формируются разнообразные типы углекислых минеральных вод и азотных терм (табл. 19).

Артезианские бассейны занимают в палеозойских СО значительные площади. Их чехол образован мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наиболее крупный из них — Англо-Парижский, с максимальным прогибом в районе Парижа (рис. 40).

Таблица 19. Характеристика некоторых минеральных вод палеозойских СО

Название источников	Возраст вмещающих пород	Местоположение	Формула Курлова		
Бат	С	Юг Англии	$M_{2,2}N_2$	$\frac{SO_4 68Cl23HCO_3 9}{Ca60Na32Mg15}$	T 46,5 °С
Виши	βN-Q	Центрально-Французский массив	$M_{7,0}CO_2 2$	$\frac{HCO_3 84Cl11}{Na92}$	T 35 60 С
Бад-Кронинген	Т	Верхне-Рейнский грабен	$M_{4,5}CO_2 2,6$	$\frac{SO_4 65HCO_3 35}{Ca58Na35}$	T 40.2 °С

Западное крыло АБ проходит под проливами Ла-Манш и Па-де-Кале, появляясь на юге Англии. Главный водоносный горизонт АБ сложен альбскими разнозернистыми песками, эффективная пористость которых превышает 20 %. Мощность альбского горизонта на периферии составляет 10—12 м, а в центре АБ 80—100 м. Водоносный горизонт подстилается водонепроницаемыми аптскими мергелями, а местами — юрскими глинами. Перекрыт он гольтскими глинами. Западные, восточные и северные окраины водоносного горизонта перекрыты трещиноватыми породами верхнего мела, которые в ряде случаев образуют единую гидравлически связанную толщу с четвертичными отложениями и альбскими песками. Естественные ресурсы подземных вод альбского водоносного горизонта составляют примерно 25 м³/с. Наряду с альбским важное значение имеют водоносные горизонты в известняках юры, нижнего мела, эоцена и олигоцена. За полтора века эксплуатации многие скважины в районе Парижа перестали изливать, а уровень подземных вод понизился на 10—60 м. Отбор воды из альбского горизонта регулируется и в 70-х годах стал в 2 раза меньше, чем в 30-х. Вместе с тем общее количество подземных вод, извлекаемых в районе Парижа, остается значительным — около 1,4 млн. м³/сут. В Парижском АБ на глубинах 500—800 м воды пресные, сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава, с температурой 20—30 °С.

В Лондонском АБ основные водоносные горизонты залегают в нижнемеловых песчаниках, отложениях верхнего мела, песках эоцена и олигоцена, а также в четвертичных отложениях. В песчаниках нижнего мела групповые водозаборы дают 40—70 л/с. Верхнемеловой горизонт является одним из главных для водоснабжения, из него получают более 40 % от общего отбора подземных вод в Лондонском АБ. В районах выхода горизонта на поверхность наблюдается карст. В морской акватории установлена интенсивная субмаринная разгрузка подземных вод. Возраст вод

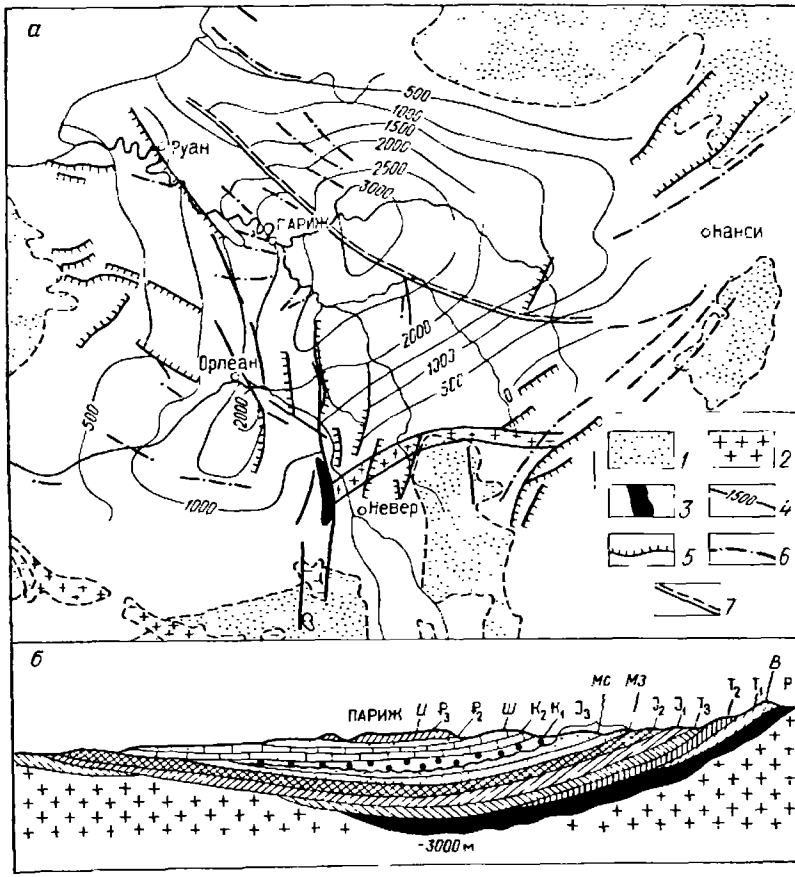


Рис. 40. Структурная схема (*а*) и профиль (*б*) Парижского АБ (по Ш. Пемеролю).

1 — породы фундамента; *2* — герцинские лейкограниты, Pz; *3* — эффузивные породы основного состава, P; *4* — изобаты поверхности фундамента (м); *5* — разломы; *6* — оси главнейших антиклинальных складок чехла; *7* — главный разлом. Фундамент АБ сложен кристаллическими и изверженными породами; водоносные комплексы чехла АБ (от пермского до эоцен-олигоценового); P — пермский (песчаники, конгломераты, брекчии, аргиллиты), T_1 — нижнетриасовый (песчаники), T_2 — среднетриасовый (известняки, доломиты, ангидриты, песчаники, мергели), T_3 — верхнетриасовый (глины, мергели, доломиты, ангидриты), J_1 — нижнеюрский (терригенно-карбонатные отложения), J_2 — среднеюрский (известняки), J_3 — верхнеюрский (терригенно-карбонатные отложения), K_1 — нижнемеловой (то же), K_2 — верхнемеловой (писчий мел, мергели), P_2 — P_1 — эоцен-олигоценовый (терригенно-карбонатные отложения), *И* — Иль-де-франс; *Ш* — Шампань; *Мс* — Маас; *Мз* — р. Мозель; *В* — Вогезы

по данным радиоуглеродного анализа оценивается в 10—20 тыс. лет.

Широко используются для водоснабжения также воды палеогеновых и четвертичных отложений. Главными региональными водоупорами являются лондонские глины (эоцен) мощностью до 180 м, гольтские глины (нижний мел) мощностью до 60 м и верхнеюрские глины мощностью до 200 м.

В результате длительной эксплуатации подземных вод образовались крупные депрессионные воронки радиусом 25 км и глубиной до 90 м. Интенсивность снижения уровня за последние 75 лет составляет в среднем 0,6 м/год. Во многих прибрежных районах наблюдаются интрузии морских вод. За последние 40 лет отмечается рост содержания нитратов в водах меловых отложений с 6 до 20 мг/л. Во всех эксплуатируемых водоносных горизонтах воды пресные, но с глубиной повышаются минерализация и содержание сульфатов и хлоридов натрия. В прибрежной полосе распространены соленые воды хлоридного натриевого состава.

Мадридский, Старокастильский и Португальский АБ расположены на Пиренейском п-ове. Их чехол сложен преимущественно кайнозойскими отложениями, а в нижней части разреза залегают мезозойские породы. Основные водоносные горизонты пресных вод связаны с миоценовыми отложениями. Они используются для водоснабжения Мадрида и других городов, орошения сельскохозяйственных земель. В загипсованных породах миоцена и юры встречены соленые воды, а в Португальском АБ — рассолы с минерализацией до 101 г/л.

Ряд АБ заложен на границе герцинских и альпийских структур. Таким является Аквитанский АБ, в котором основные водоносные горизонты связаны с мощными гравийными и песчаными отложениями неогенового и четвертичного возраста. В них содержатся пресные воды с минерализацией 100—250 мг/л, гидрокарбонатно-хлоридного натриевого или натриево-кальциевого состава. Практическое значение имеют также воды известняков миоцена, мела и юры. С глубиной минерализация вод возрастает до 100 г/л. На юге Аквитанский АБ сливается с предгорным латеральным Предпиренейским АБ, сложенным палеоген-неогеновыми и четвертичными водоносными горизонтами. Фундамент этого АБ на западе и востоке выходит на поверхность, он раздроблен молодыми разломами и на востоке характеризуется выходами гидротерм содового состава. На западе из пород фундамента вытекают холодные минеральные воды хлоридно-сульфатного кальциевого состава.

На юго-востоке Франции в бассейне р. Роны расположен Ронский АБ-грабен. Его чехол также образован мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Ронский АБ интересен в том отношении, что в нем в районе Гренобля вблизи Картезианского монастыря в XII в. впервые в Западной Европе была заложена буровая скважина на воду. В бассейне р. Роны находится источник Воклюз, отличающийся огромным дебитом в 22—120 тыс. л/с. Он вытекает из карстовой пещеры в известняках и образует р. Сорг (приток р. Роны), которая приводила в движение 200 мельниц и орошала свыше 2000 га. Источник Воклюз питается карстовыми водами неокомских известняков, в пределах которых область питания (карстовый бассейн) имеет длину до 70 км и ширину до 26 км. Этот источник по своему дебиту является одним из крупнейших в Европе.

Западное звено Предальпийско-Предкарпатского АБ (Рейнско-Дунайский АБ) расположено в верхнем течении рек Рейн и Дунай. К северо-востоку от него находится Центрально-Европейская СО. К северу от него находится Южно-Германский АБ, к северо-западу — ГМ Юра-Шварцвальд, а на юге — Альпийская СО. На территории этого звена располагаются Женевское, Боденское, Невшательское и другие озера. Это — предгорный АБ латерального типа. Он построен асимметрично: южное крыло АБ крутое, а северное пологое примыкает к Южно-Германскому АБ. Его фундамент сложен гранитами и гнейсами. Нижний этаж чехла образован палеозойскими и мезозойскими водоносными комплексами, развитыми неповсеместно. К западу от Мюнхена к этому этажу, по Н. Ю. Успенской, приурочена «Западная нефтегазоносная область», а на востоке, в Верхней Австрии, — «Восточная».

Верхний этаж чехла отличается высокой водоносностью и широким распространением. Он образован кайнозойскими, преимущественно терригенными отложениями. К нему приурочены два водоносных комплекса. Первый сложен олигоцен-неогеновой молассой с несколькими водоносными горизонтами мощностью до 100 м. Водоупорами являются молассовые глины. Скважины часто дают излив с избыточным давлением до 0,2 МПа. Дебит источников 3—10 л/с, а в отдельных случаях до 100 л/с. Удельный дебит скважин изменяется от 1,2 до 16 л/с. Местами глубокие водоносные горизонты характеризуются удельным дебитом скважин до 50 л/с. Воды пресные мягкие и умеренно жесткие, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриевые.

Второй водоносный комплекс верхнего этажа чехла разделяется на два типа. Первый тип разреза представлен основной и конечной моренами, межледниковыми флювиогляциальными, межстадиальными и озерными отложениями различной зернистости от грубообломочных до песков, ленточных глин, озерных илов и торфа. Мощность водоносных горизонтов и линз достигает 10 м, изредка превышая 40 м. Глубина залегания подземных вод изменяется от нескольких до 90 м. Дебит источников в среднем 6—30 л/с, а в исключительных случаях до 100 л/с. При этом наибольшие дебиты источников отмечаются зимой, а наименьшие — осенью. Вода пресная, гидрокарбонатная магниево-кальциевая, иногда с повышенным содержанием железа и марганца. Подземные воды отчасти используются для водоснабжения Лозанны, Берна и других городов.

Второй тип разреза представлен аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, а также конусами выноса — песками и гравием с галечниками. Глубина залегания грунтовых вод на террасах достигает 2 м, а в конусах выноса 65 м. Модули подземного стока составляют 6—25 л/(с·км^2), а максимальный удельный дебит скважин достигает 110 л/с. В отдельных местах эксплуатационные запасы водоносного комплекса аллювиальных отложений составляют свыше 10 тыс. м^3/сут. Воды пресные, гид-

рокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые, магниевые и натриевые. В колодцах уровень воды устанавливается на глубинах до 30 м, а в скважинах — до 100 м. Подземные воды используются совместно с поверхностными для водоснабжения Цюриха, Женевы и других городов.

В некоторых пунктах производится закачка речных или озерных вод для восполнения запасов воды в водоносных горизонтах в связи с их истощением. Актуальна проблема охраны вод от загрязнения и истощения.

В молассовых песчаниках известны соленые минеральные воды с повышенным содержанием йода (до 155 мг/л), а также многодебитный источник Блаутопф с дебитом до 26,2 тыс. л/с, вытекающий у подножия Швабского Альба.

Воды р. Дуная, по К. Кейльгаку, поглощаются известняками белой юры вблизи Тутлингена, причем Дунай при низкой воде совершенно исчезает, а при высокой теряет значительную часть воды (2000 л/с). Исчезающие здесь воды Дуная выходят в бассейне р. Рейна в Аахском источнике с дебитом в 4000 л/с.

Наблюдается общее возрастание водообильности от западной и восточной окраин АБ к центральной его части, территориально совпадающей с Южной Баварией. Здесь аллювиальные отложения отличаются исключительно высокой водообильностью. Минерализация вод обычно менее 1 г/л, при гидрокарбонатном и реже гидрокарбонатно-сульфатном составе.

К югу от Западно-Европейской АО располагается система, состоящая из Карпатской, Альпийской и Пиренейской СО. Это горные сооружения, среди которых Альпийская СО представляет собой средне- и высокогорную область, сильно расчлененную, покрытую ледниками, с мерзлой зоной в высоких горах. В области развиты трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Холодные вблизи поверхности воды с глубиной сменяются горячими. Те и другие были вскрыты при проходке Сен-Готардского туннеля на высоте 1100 м. Это один из крупнейших в Европе туннелей (длина туннеля 14,9 км, ширина 8 м), построенный в 1872—1880 гг. Через него проходит железная дорога, соединяющая Швейцарию с Италией.

Наряду с водами консолидированных пород в СО для водоснабжения широко используются воды аллювиальных отложений и поверхностные воды.

В строении Альпийской СО принимают участие граниты, кристаллические и метаморфические породы палеозоя и мезозоя, граувакки палеозоя, песчано-глинистые морские отложения мезозоя (филлиты) и палеогена (флиш), песчаники, глинистые сланцы и конгломераты неогена (молассы) и, наконец, известняки и доломиты триаса и приуроченные к ним карстовые бассейны.

Пиренейская СО состоит из ГМ, сложенных гранитами, а также смятыми в складки и разбитыми разломами на блоки

палео- и мезозойскими породами. Расположенная на востоке Карпатская СО образована молассовыми, флишевыми, песчано-глинистыми отложениями мезозоя и кайнозоя. При этом ее внешний склон характеризуется развитием чешуйчатых надвигов, а внутренний — глубоких разломов, по которым произошли излияния молодых лав и вытекают углекислые минеральные источники. Пресные пластово-трещинные воды Карпатской СО с глубиной сменяются солеными.

К югу от системы Альпийских СО располагается Средиземноморский пояс гидрогеологических структур мезозойского и кайнозойского возраста, крайне сложный по их строению и положению. На востоке находятся Паннонский (Средне-Дунайский), Трансильванский (Мурешский) и Нижне-Дунайский АБ (западная часть Каспийско-Черноморской АО), СО Балканского п-ова, Адриатический АБ, артезианские бассейны Пиренейского п-ова — Эбро, Андалузский и др.

Чехол Паннонского АБ образован терригенными отложениями кайнозоя мощностью 2—3 км. В АБ наблюдается сложное взаимодействие между холодными водами, проникающими в глубь разреза, и теплыми минерализованными водами, поднимающимися вверх.

Граница раздела пресных и соленых вод находится на глубине 0,5—1,2 км. Максимальная минерализация вод в нижней части разреза составляет 15—20 г/л. Геотермический градиент очень высокий — 67 °С/км, поэтому на глубине 3 км температура достигает 160 °С и более.

В районе Будапешта скважины глубиной около 1 км дают воду с температурой 76 °С и расходом 70—80 л/с. В этом и других районах горячие воды широко используются для обогрева и лечебных целей.

В примыкающем с запада Венском АБ (восточное звено Предальпийско-Предкарпатского АБ) разрез дополняется снизу мезозойскими отложениями — карбонатными и терригенными, содержащими нефть, горючие газы и рассолы. В Трансильванском АБ разрез примерно такой же. Его особенностью является широкое развитие соленосных отложений в тортоне, поэтому в миоценовых породах и глубже вскрываются рассолы с минерализацией до 110 г/л, содержанием йода до 30 мг/л и брома — до десятков миллиграммов на литр. Чехол Нижне-Дунайского АБ также образован мезозойскими и кайнозойскими отложениями мощностью до 6 км.

Адриатический АБ представляет собой крупную внутригеосинклинальную впадину с огромной мощностью мезозойских и кайнозойских отложений. На западе АБ находится прибрежно-шельфовый Адриатический прогиб. На юге он сливается с Браданским прогибом, отделяющим Апулийскую плиту палеозойского срединного массива от флишевой зоны Апеннин. Фундаментом АБ на востоке являются граниты и гнейсы с трещинными водами, а на западе — флишевая зона Апеннин.

На фундаменте с резким угловым несогласием залегают неогеновые отложения — водоносные песчаники и карбонатные породы с трещинно-карстовыми водами. Мощность только неоген-четвертичных отложений в прогибах превышает 10 км. Борта АБ выходят на берегах Адриатического моря, а центральная часть скрыта под уровнем этого моря. Наибольшей обводненностью характеризуются аллювиальные отложения высоких альпийских равнин и конусов выноса: дебиты скважин обычно составляют 10—100 л/с. Водоносность неогеновых отложений на порядок меньше. В Апулии (юг Италии) из закарстованных известняков верхнего мела выходят источники с дебитом 1 тыс. л/с. Там же и на Югославском побережье отмечается интенсивная субмаринная разгрузка подземных вод в Адриатическое море. Пресные воды залегают до глубины 400 м. Распространение пресных вод ограничивают широкая загипсованность неогеновых отложений и интрузии соленых морских вод на побережье.

В предгорьях Апеннин наблюдаются очаги разгрузки рассолов с минерализацией 180—211 г/л. С глубокозалегающими горизонтами неогеновых отложений связаны нефтегазоносность и грязевой вулканизм.

АБ Пиренейского п-ова (Андалузский, Эббро) имеют мощность чехла 2—3 км. В его сложении участвуют песчано-глинистые и карбонатные, местами засоленные породы кайнозоя. Производительность скважин здесь обычно значительная — от 2—80, до 120 л/с. Источники, связанные с карстовыми зонами и тектоническими нарушениями, имеют дебит до 1000 л/с. Пресные воды распространены широко. В соленосных отложениях минерализация вод возрастает до 150 г/л.

В зарубежной Европе широко распространены ВБ. В области тектоно-магматической активизации палеозойских складчатых структур от Лионского залива Средиземного моря до Судетских гор выделяется три области молодого (миоцен-четвертичного) вулканизма — Центрально-Французская. Рейнская и Чешско-Силезская. Мощность вулканогенов достигает 800 м. Наиболее обводнены зоны тектонических нарушений: дебит источников до 100 л/с. Широко проявляются мофетты и связанные с ними углекислые воды.

Еще более широкое распространение получил молодой и современный вулканизм в пределах альпийской складчатости. Закарпатская вулканическая дуга вытянулась на расстояние почти 1000 км. На Апеннинском п-ове выделяется три современные вулканические области: Тосканская, Римская и Неаполитанская. Интенсивный вулканизм проявился по окраинам Тирренского моря и в Эгейском море. Лучше всего обводнены пористые разности вулканитов и зоны тектонических нарушений. С глубиной водообильность заметно уменьшается. Удельные дебиты скважин Сицилии в верхней части разреза составляют 20 л/с, а в нижней — лишь 3,5 л/с. Во многих районах наблюдаются выходы фумарол и мофет, с которыми связано образование сероводородно-

углекислых и других минеральных, а также высокотермальных вод. Исландия представляет собой систему ВБ.

Зарубежная Европа богата разнообразными минеральными водами. Ей присущи все три провинции минеральных вод [17]. Первая провинция углекислых минеральных вод протягивается с запада на восток. На западе — это источники Виши-Каталонь (Каталонский ГМ на северо-востоке Пиренейского п-ова) и Булю содового типа (Восточные Пиренеи). Восточнее — это углекислые источники Центрально-Французского ГМ (Виши, Мон-Дор, Валс и др.), Эйфеля (Эмс и др.), Швейцарии. Далее на восток углекислые воды встречены в ГДР, Австрии, ЧССР, СФРЮ, ВНР, ПНР, СРР, НРБ и в СССР. Среди чешских источников минеральных вод популярны Карлови-Вари (Карлсбад) и др., из польских — Чернява, Душники, Поляница (на юго-западе) и Щавница, Криница и др. (на юго-востоке), среди болгарских — Право-Брдо (на юго-западе), группа Михалково, Беден и др. (на юге), Стефан Караджаво (на юго-востоке).

Углекислые воды Западной Европы по составу, согласно А. М. Овчинникову, разделяются на следующие типы: 1) холодные углекислые преимущественно кальциевые (Вильдунген — аналог Дарасуна и Нарзана); 2) углекислые содовые (Виши и другие — тип Боржома и Дилижана); 3) углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые ессентукского типа, местами обогащенные йодом, бромом, бором и мышьяком (Эмс, Лугачовице и др.); 4) углекислые соленые и рассолы, связанные с выщелачиванием соленосных отложений (Наугейм и др.).

Наряду с первой провинцией, окружая ее и проникая в нее, располагается вторая провинция термальных азотных натриевых вод сложного анионного состава. Наконец, в многочисленных артезианских бассейнах Западной Европы, в их глубоких частях, обычно находятся холодные и горячие на глубине соленые воды и рассолы с бромом, йодом и другими компонентами азотного и метанового газового состава.

АЗИЯ

Гидрогеология зарубежной Азии тесно связана с гидрогеологией азиатской части СССР. Некоторые гидрогеологические структуры являются общими (Копетдагская, Тянь-Шаньская СО и др.), а многие соседствуют с подобными (Мало-Кавказская, Саяно-Алтайская СО и др.).

Наиболее полно гидрогеология зарубежной Азии освещена в работе, вышедшей под редакцией Н. А. Маринова [9]. Некоторые ее материалы использованы при составлении этой главы.

По окраинам рассматриваемой территории располагаются древнейшие платформы: Африкано-Аравийская (на западе), Индостанская (на юге) и Китайская (на востоке). На севере находится пояс герцинид — Центрально-Азиатские и Монголо-Амурские СО. Через центральную часть зарубежной Азии проходит Альпийско-

Гималайский горно-складчатый пояс, который отделяет гондванские субконтиненты Индостанского и Аравийского полуостровов от разновозрастных платформ Азии и Восточной Европы. Малайский архипелаг, японские и другие острова Тихого океана находятся в пределах Тихоокеанского тектонического пояса. Структуры побережья продолжаются на шельфе.

Альпийский этап складчатости проявился на этой территории весьма ярко, он привел к образованию высочайших на земном шаре горных сооружений, оживлению древних и формированию новых разрывов, в том числе рифтовых зон (Красноморской, Байкальской, Суматрской и др.), широкому развитию вулканизма сконцентрированного преимущественно в срединных массивах и островных дугах (Японская, Филиппинско-Индонезийско-Андаманская).

Неотектонический режим охватил также области древних платформ, где начиная с эоцена — олигоцена происходило накопление мощных осадочных толщ, проявились разрывная тектоника и вулканизм.

Гидрогеологические структуры зарубежной Азии располагаются широтно ориентированными поясами. Эту закономерность подметил для территории КНР Б. Д. Русанов, а позднее, для всей Азии, Б. Л. Личков. Намечается несколько широтных горных поясов и расположенных между ними впадин — артезианских бассейнов (рис. 41). Следует отметить, что крайний восток Азии характеризуется долготным расположением АБ — Сунляоский, Ляохэйский, Северо-Китайский, Уханский и др. На крайнем востоке прослеживается также долготная система островных дуг с широким развитием вулканогенных бассейнов и примыкающими к ним на востоке бассейнами глубоководных желобов.

Сток с рассматриваемой территории направлен в Северный Ледовитый, Тихий и Индийский океаны, а также в бассейн Средиземного и Черного морей. В Центральной Азии сформировалась бессточная область.

Древнейшие (докембрийские) СО подверглись в мезо-кайнозое интенсивной перестройке. На Деканском плато в позднем мелу — палеоцене происходило образование траппов мощностью более 2 км. Северный борт Индостанской платформы в результате столкновения с Евразийской литосферной плитой оказался высоко приподнят и сильно переработан тектоническими процессами. С олигоцена формируется глубокая рифтовая впадина в районе Красного моря. Горстовые блоки, крупные впадины, глубокие разломы и вулканизм характерны для активизированных древних платформ. По данным Н. И. Николаева и А. А. Наймарка, в неоген-четвертичное время амплитуды тектонических смещений по разрывам на древнейших платформах составляли 300—500, местами до 2000 км. Все это создавало условия для постоянного обновления зоны выветривания поднимаемых структур и формирования мощных кор выветривания (латеритов) в районах спокойного погружения.

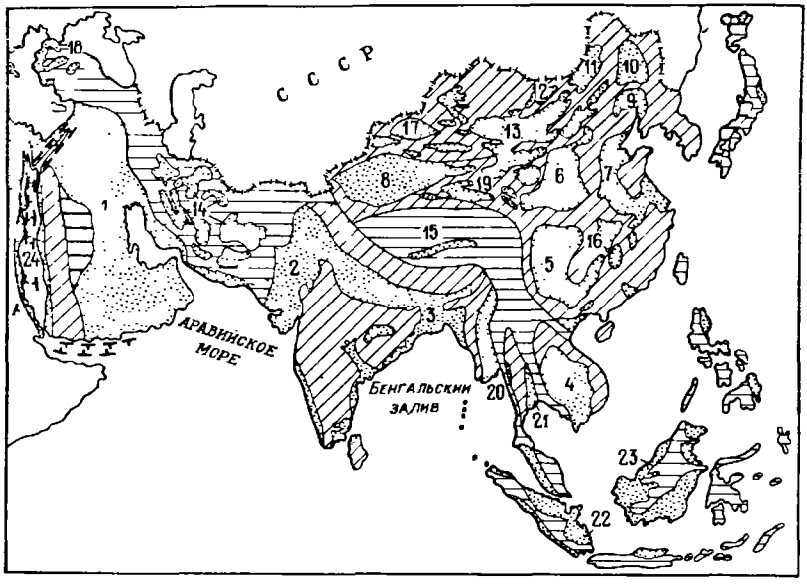


Рис. 41. Схема гидрогеологического районирования зарубежной Азии.

1—7 — АО и АБ, чехол которых сложен фанерозойскими отложениями (1 — Аравийско-Месопотамский, 2 — Индский, 3 — Гангский, 4 — Индосинийский, 5 — Янцзыйский, 6 — Ордосский, 7 — Северо-Китайский, 8 — Таримский); 9—13 — то же, мезозойскими и кайнозойскими отложениями (9 — Ляохэйский, 10 — Сунляоский, 11 — Далайнорский, 12 — Арбагарский, 13 — Гобийский); 14—24 — то же, преимущественно кайнозойскими отложениями (14 — Иранo-Афганский, 15 — Тритибетский, 16 — Уханьский, 17 — Барунхурайский, 18 — Анатолийские, 19 — Цайдамский, 20 — Бирманский, 21 — Меланезийский, 22 — Суматрский, 23 — Калимантанский, 24 — Красноморский). Условные обозначения см. на рис. 13

Обводненность зоны выветривания метаморфических и интрузивных пород докембрийского фундамента неравномерна и в значительной мере определяется ландшафтно-климатическими условиями. Лучше всего обводнены верхние 20—50 м разреза: дебиты колодцев и скважин в среднем составляют 0,1—1 л/с. Воды обычно пресные, гидрокарбонатного состава. На участках тектонических нарушений притоки возрастают до 10 л/с. На окраинах Индийского кристаллического щита с региональными разломами связаны азотные термы с температурой 34—88 °С.

На территории древнейших платформ значительное место занимают АБ, чехол которых образован отложениями фанерозоя. Наиболее крупной структурой является Аравийско-Месопотамская АО (рис. 42). На его территории соприкасаются Африкано-Аравийская докембрийская платформа и Средиземноморский (альпийский) складчатый пояс. Это определило сложное строение АБ. Мощность его чехла увеличивается от Аравийского щита на север к складчатой системе Загроса от 1 до 15 км (Месопотамский прогиб). Породы имеют в основном спокойное залегание. На западном и северном бортах распространены куполообразные структуры и

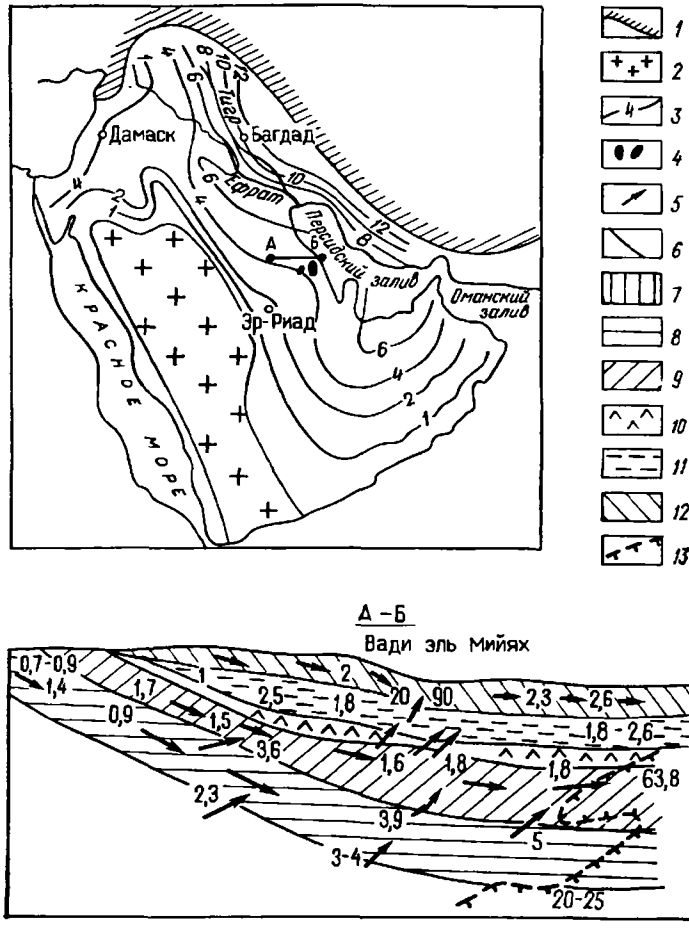


Рис. 42. Схема Аравийско-Месопотамской артезианской области (по У. Бакиевичу, Д. Милну, Н. Ноору).

1 — граница с альпийскими складчатыми структурами; *2* — Аравийский кристаллический щит; *3* — изолинии мощностей осадочного чехла АБ, км; *4* — нефтеносные структуры; *5* — направление движения подземных вод; *6* — граница между водоносными горизонтами; *7* — песчаники, иногда аргиллиты, линзы доломитов сеноман-турона; *8* — известняки, иногда доломиты и аргиллиты кампан-маастрихта; *9* — известняки, доломиты палеоцена; *10* — ангидриты; *11* — мергели, известняки, доломиты, ангидриты эоцена; *12* — известняки, мергели, песчаники, пески, гипсы неогена; *13* — граница пресных и слабосолоноватых вод с солеными водами и рассолами. Цифрами на разрезе даны значения минерализации вод в граммах на литр

разломы, контролировавшие магматическую деятельность в мезозое и кайнозое. В разрезе широко представлены хорошие коллекторы (высокопроницаемые карбонатные породы и выдержанные водоносные горизонты (песчаники фанерозоя). Водоупорные толщи образованы гипсами, ангидритами, солями и глинами. Они распространены среди меловых и неогеновых отложений месопо-

тамской части АБ, а также среди пермских, юрских и палеогеновых отложений его аравийской части.

В гипсоносных и карбонатных отложениях Центральной Аравии (верхняя юра — нижний мел) и на южном побережье Персидского залива (миоцен) наблюдается множество карстовых зон, с которыми связаны исключительно большие водопритоки в скважины и крупные источники — до 1700 л/с. Производительность скважин, вскрывших незакарстованные терригенно-карбонатные породы, значительно меньше (л/с): в палеозойских породах 0,5—32; в триасовых до 55; в палеогеновых 0,1—79 в неогеновых до 50 (в оазисе Эль-Хаса 227).

Подземные воды движутся в основном в сторону Персидского залива. В этом направлении происходит смена пресных вод солеными и рассолами. Минерализация вод в верхних горизонтах пестрая (см. рис. 42). Глубина распространения пресных и слабосолоноватых вод во многих районах достигает 1,2 км. На глубинах более 2 км обычно залегают соленые воды и рассолы (200 г/л и больше). В структурах Персидского залива, в юрских, меловых и палеоген-неогеновых толщах прослеживаются богатейшие нефтеносные структуры. Воды с температурой 20—30 °С вскрываются на глубинах 200—300 м, а с температурой 50 °С — на глубине около 1 км.

Индский и Гангский АБ расположены соответственно на северо-западной и северо-восточной окраинах Индостанского кристаллического щита. Разрез их чехла представлен различными отделами фанерозоя, но главную роль играют отложения кайнозоя (особенно конусов выноса, предгорных шлейфов, долин рек), а также траппов верхнего мела — палеоцена. Обводненность пород, за исключением траппов, значительна: дебиты скважин достигают 50 л/с. Высокая промытость пород и отсутствие в большинстве районов соленосных отложений * способствовали широкому развитию слабосолоноватых вод (до 4 г/л) на глубинах 1—4 км. Засоление верхних горизонтов связано с интенсивным испарительным режимом, особенно в районах поливного земледелия. Нефтегазоносность проявляется в палеогеновых и неогеновых отложениях в примыканиях к альпийскому горно-складчатому обрамлению и на стыке континентальной и океанической платформ.

Индосинийский АБ имеет сложный разрез чехла, представленный преимущественно песчаниками и сланцами палеозоя и мезозоя, которые перекрыты эффузивами и четвертичными отложениями. Наибольшее значение для водоснабжения имеют горизонты аллювиальных отложений, содержащие большие количества пресных вод.

По степени тектонической активности докембрийская Китайская платформа делится на северную и южную части. Северная

---

* Соленосные толщи в этом районе известны только на севере Пакистана, где они выходят на поверхность в Пенджабском Соляном кряже. Их возраст одни авторы относят к эоцену, а другие — к кембрию.

часть, где находятся Северо-Китайский и Ордосский АБ, построена сравнительно просто. Южная часть, где расположен Янцзыйский АБ с мощным осадочным чехлом, отличается интенсивным проявлением складчатости и магматизма в мезозое. В Северо-Китайском и Ордосском АБ главное значение для водоснабжения имеют неоген-четвертичные толщи мощностью до 1 км. В Янцзыйском АБ хорошо обводнены карбонатные породы палеозоя, но во многих районах отмечается неглубокое по сравнению с указанными выше АБ залегание рассолов (150—250 г/л). Для этого АБ характерно наличие большого числа термальных источников (20—37 °С), связанных с зонами тектонических нарушений. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения всех трех рассматриваемых АБ содержат месторождения нефти и газа.

Таримский АБ расположен между высокогорными системами Тянь-Шаня и Куньлуня. Центральная часть АБ находится на месте древнего срединного массива, она приподнята и имеет мощность чехла до 2 км. Фундамент на бортах АБ глубоко, на 8—9 км, опущен. Наибольшую мощность наряду с отложениями мезозоя и палеозоя имеют кайнозойские образования — от 100—200 м в центре АБ до 6—7 км в прогибах. Интенсивные процессы континентального соленакопления привели к формированию соленых вод и рассолов в верхних водоносных горизонтах до глубины 120 м. Глубже располагаются горизонты слабоминерализованных вод, которые на глубинах 600—1000 м вновь сменяются солеными водами и рассолами. В Кугарском и Кашгарском прогибах, примыкающих к Тянь-Шаню, в юрских и миоценовых горизонтах на глубинах более 1,1 км вскрыты нефтяные залежи.

Палеозойские складчатые структуры находятся в основном на северо-востоке зарубежной Азии. Они расположены между Восточно-Сибирской и Северо-Китайской платформами, имеющими байкальское и каледонское обрамления. Герциниды имеют широтное простирание, но на востоке территории резко поворачивают на север. В сложении складчатых структур участвуют разнообразные породы — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, известняки, мраморы, песчаники, конгломераты и эффузивы, прорванные разновозрастными интрузивами. Высокогорные области в значительной мере сдренированы, иногда промерзлы. В нижней части склонов и в тальвегах речных долин наблюдаются источники. Наибольшие их дебиты (до 100 л/с) характерны для зон тектонических нарушений, иногда закарстованных участков. Минерализация вод достигает 0,7 г/л, состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый. На севере МПР к глубоким разломам, являющимся продолжением Байкальского рифта, приурочено большое количество выходов азотных терм с температурой от 30 до 92 °С.

На территории палеозойской складчатости образовался ряд АБ с мезо-кайнозойским (Супляоский, Далайнорский и др.) и кайнозойским (Барунхурайский и др.) чехлом. Разрез первого типа АБ сходен с разрезом Нижне-Зейского АБ, который нахо-

дится в пределах СССР. В юрских и меловых отложениях, слагающих нижнюю часть чехла АБ, распространены солоноватые и соленые воды (в Гобийских АБ — рассолы), встречены залежи нефти (Сунляоский, Гобийские АБ). Кайнозойские отложения, особенно нижняя часть четвертичной толщи, обводнены хорошо — дебиты скважин достигают 15 л/с. Воды в основном пресные. На участках сухих степей появляются соленые воды пестрого состава. Наиболее широко они развиты в бессточных районах Гобийской впадины, разделенной новейшими тектоническими движениями на ряд малых АБ.

Впадины, выполненные кайнозойскими отложениями, имеют такие же гидрогеологические особенности, как Средне-Амурский и Уссурийско-Ханкайский АБ, находящиеся в СССР. Отличительными чертами таких же АБ зарубежной Азии являются интенсивное проявление процессов континентального засоления и широкое развитие соленых вод в верхней части разреза.

От западной оконечности Малой Азии до Индокитайского п-ова и далее на юг тянется пояс горных сооружений альпийской складчатости. Он может быть разделен на несколько крупных систем хребтов и впадин — Малоазиатскую, Иранскую, Белуджистано-Афганскую, Гималайскую и Индокитайскую. Горные сооружения, представляющие собой гидрогеологические массивы, имеют очень сложное строение. Они слагаются в разной степени метаморфизованными породами и изверженными образованиями различного возраста — от докембрия до кайнозоя. Их гидрогеологические особенности изучены пока весьма слабо. Важно отметить, что большое влияние на гидрогеологическую обстановку оказывают ландшафтно-климатические условия, изменение которых носит высотно-поясной характер.

Несколько больше сведений имеется об АБ межгорных впадин и краевых прогибов, выполненных флишевыми и молассовыми отложениями кайнозоя — мезозоя, общей мощностью до 8 км и более. В частности, в Ирано-Афганских АБ разрез чехла делится на две части — нижнюю, карбонатно-терригенную с пластами гипса и соли и верхнюю, терригенную. Значительные ресурсы пресных вод приурочены к пролювиальным и аллювиальным отложениям. В центральных частях впадин на глубинах более 2,5 км вскрываются рассолы с минерализацией свыше 300 г/л, обнаружены также залежи нефти.

Притибетский АБ находится высоко в горах и скован сверху панцирем многолетнемерзлых пород. В Анатолийских АБ наибольшая обводненность характерна для закарстованных пород неогена, палеогена, мела, юры, палеозоя, кайнозойских эффузивов и аллювиальных и пролювиальных отложений четвертичного возраста. В Бирманском АБ карст наблюдается в основном в карбонатных породах фундамента. Чехол АБ образован преимущественно терригенными отложениями. Наличие соленосных отложений в верхнемиоцен-плиоценовой толще привело к широкому распространению в разрезе минерализованных вод (3—20 г/л). Неф-

тегазоносность отмечается в интервале глубин 300—1800 м. На западе АБ в нефтегазоносных районах проявляется грязевой вулканизм. Основные ресурсы пресных вод связаны с четвертичными отложениями, имеющими мощность несколько сотен метров.

Подземные воды Красноморского АБ изучены слабо. Молодая рифтовая долина, которая заполнялась в основном в неоген-четвертичное время, была заложена на окраине древнего Аравийского АБ. Наличие соленосных отложений неогена определяет широкое развитие здесь рассолов. Особый интерес представляет обнаружение металлоносных термальных рассолов в придониой части ряда впадин Красного моря — Атлантис II, Чейн и Дискавери. На дне этих впадин обнаружены рассолы и осадки, обогащенные железом, марганцем, цинком, медью, свинцом и другими компонентами. Запасы металлов в верхнем 10-метровом слое осадков, представленных сульфидами, весьма велики и оцениваются в 83 млн. т.

Индонезийско-Филиппинский регион представляет собой сочленение структур континентальных окраин Юго-Восточной Азии и Австралии, а также вулканических островных дуг Филиппии. В нем проявилась мезо-кайнозойская складчатость, формируется современная геосинклиналь. В прогибах и впадинах, занимающих обычно окраины островов и примыкающие к ним морские акватории, находятся АБ, образованные карбонатными и терригенными отложениями кайнозоя мощностью до 15 км. Во многих районах осадочные толщи перекрыты молодыми и современными эффузивами. В островной части АБ формируются значительные ресурсы пресных подземных вод, которые находятся в сложиом взаимодействии с морскими солеными водами. Минерализация подземных вод с глубиной быстро возрастает до 35 г/л. Соленые воды содержат большие концентрации йода (более 100 мг/л). С этими водами связаны нефтяные залежи.

Хорошими коллекторами подземных вод являются вулканические породы, слагающие вулканические конусы и нагорные плато, у подножия которых наблюдаются выходы многодебитных источников. На Яве, Суматре и других островах действуют многочисленные вулкаиы. С ними связаны фумарольные и сольфатарные проявления, образование сероводородно-углекислых и азотно-углекислых термальных вод.

Японская островная дуга представляет собой систему относительно небольших АБ и ВБ, заложенных на мезозойско-палеозойском основании. Мощность чехла АБ, образованного терригенными и туфогенными отложениями кайиозоя, достигает 10 км. Водопроницаемость пород дочетвертичного возраста невелика, в ннх распространены соленые воды (до 35 г/л). В миоценовых отложениях наблюдаются проявления нефтеносности, а в плиоценовых и плейстоценовых — газоносности. Пресные воды формируются в основном в четвертичных отложениях, где размещены крупные водозаборы с производительностью более 50 000 м³/сут.

Вулканогенные бассейны Японии группируются в несколько поясов, вытянутых вдоль внутренних разломов островной дуги. Около 60 вулканов являются действующими. В этих районах широко распространены минеральные термальные воды. Обводненность вулканических пород весьма высокая, с ними связано образование крупных источников. Например, в районе горы Фудзияма на площади 1600 км² вытекают источники с суммарным дебитом 45 тыс. л/с.

Зарубежная Азия располагает огромными ресурсами лечебных, промышленно-ценных минеральных и термальных вод. Всего в странах зарубежной Азии, по Р. И. Ткаченко [9], выявлено свыше 1800 минеральных и термальных источников, располагающихся в основном в МНР, ДРВ, Иране, Турции, ДРА, а также на п-ове Корея. Много источников термальных вод известно на Японских и других вулканических островах Тихого океана.

Трудами советских и зарубежных ученых в зарубежной Азии выявлены провинции: I — углекислых вод современной и молодой угасшей вулканической деятельности; II — азотных термальных вод новейших тектонических разломов; III — соленых вод и рассолов с азотно-метановым составом газов. Кроме того, выявлены районы апровинциальных радоновых вод, приуроченные в основном к кислым изверженным породам гидрогеологических массивов.

Первая провинция разделяется на две подпровинции: IA — сероводородно- и азотно-углекислых термальных вод областей современного вулканизма. Она приурочена к Тихоокеанским островным дугам с действующими вулканами и протягивается от островов Японии на севере до о. Ява на юге; IБ — углекислых вод молодой (угасшей) вулканической деятельности, приуроченная к областям кайнозойской складчатости и к области эпиплатформенного орогенеза. Она развита в Турции, в северных частях Ирана и Афганистана, в Восточной Монголии и КНДР, где выделяются достаточно крупные области этой провинции. На остальной территории зарубежной Азии, включая области кайнозойского тектогенеза на востоке ее, углекислые воды второй подпровинции распространены локально [9].

Сероводородно-углекислые термальные воды генетически связаны с горячими вулканическими эманациями, приурочены к вулканическим аппаратам и формируются в приповерхностных их частях. В анионном составе этих вод преобладает сульфат-ион. Катионный состав терм разнообразен. В качестве примера приведем состав источника в кратере вулкана Сопутан в Индонезии (по формуле Курлова):

$$M_{1,9}\ \frac{(SO_4 80\quad HSO_4 14)\,100}{H65\ A118}\ pH1{,}95;\ H_2SiO_3 0{,}312;\ 794^{\circ}\ C.$$

Сероводородно-углекислые фумарольные термы глубинного происхождения формируются в глубоких частях вулканических

аппаратов. В их анионном составе существенную роль играет хлор-ион. Катионный состав их сложен. В качестве примера приведем состав источника Чиатер, расположенного на северо-восточном склоне вулкана Танкубан Праху на о. Ява в Индонезии:

$$M_{1,26}\ \frac{Cl63SO_434}{H31\ Al21\ Ca20\ (Na12 + K3)\ 15}\ H_2SiP_30{,}204; \quad T40^\circ C.$$

Фумарольные термы глубинного происхождения распространены несравненно менее широко, чем термы поверхностного формирования. Они встречаются в Японии, на о. Тайвань, в Индонезии и т. д.

Азотно-углекислые термы также связаны с процессами современного вулканизма. Они широко распространены на Тихоокеанских островных дугах. Обычно источники этих вод разгружаются по периферии вулканов и на некотором расстоянии от них. Температура терм высока, а минерализация не превышает 5 г/л. В анионном составе обычно преобладает хлор-ион, среди катионов — натрий, в газовом составе — азот и углекислота, находящиеся в разных соотношениях. Примером может послужить источник Юнотай (Акиномия) в Японии:

$$M_{1,27}\ \frac{Cl97}{(Na86 + K4)\ 90}\ H_2SiO_30{,}114; \quad pH7{,}2; \quad T70^\circ C.$$

К подпровинции IБ относится до 300 термальных и холодных углекислых источников. Из них менее половины охарактеризованы химическими анализами. В этой провинции выделяются две группы воды: слабоминерализованные солоноватые (до 5 г/л) и высокоминерализованные соленые (до 25 г/л). Первые приурочены к гидрогеологическим массивам, а вторые — к межгорным и предгорным артезианским бассейнам, где они нередко выходят по тектоническим разломам.

Примером вод первой группы может служить источник Улан-Батырини-Аршан, находящийся вблизи г. Улан-Батора. Минеральная вода вскрыта в песчано-сланцевых породах палеозоя, она близка по составу дарасунской воде Забайкалья, но имеет бо́льшую концентрацию углекислоты:

$$M_{0.53}CO_23{,}0\ \frac{HCO_390\ SO_48\ Cl3}{Ca65\ Mg15\ (Na + K)\ 10}\ H_2SiO_376{,}7; \quad pH5{,}8; \quad T5^\circ C.$$

Примером минеральной воды второй группы является источник Халдзан-Обо-Аршан ессентукского типа, находящийся на юго-востоке от Улан-Батора в Холубилютинском ЛБ:

$$M_{8.4}CO_21{,}3\ \frac{Cl50\ HCO_342\ SO_48}{Na81\ Ca11\ Mg4\ K4}\ H_2SiO_30{,}8; \quad pH6{,}6; \quad T15^\circ C.$$

Вторая провинция азотных термальных вод областей новейших тектонических разломов включает молодые горные сооружения зарубежной Азии и омоложенные более древние СО. Большинство гидротерм зарубежной Азии имеют малую минерализацию. Анион-

ный состав их разнообразен, при преобладании натрия среди катионов. Обычно кальций преобладает над магнием.

Наиболее характерные представители азотных терм приурочены к метаморфическим и магматическим породам. В пределах зарубежной Азии лучше всего изучены азотные термы МНР. Здесь по химическому составу выделяются две группы терм: гидрокарбонатные и сульфатные натриевые. Термы первой группы распространены наиболее широко. Типичным представителем этой группы являются воды источника Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан, находящегося в 330 км на юго-запад от Улан-Батора, формула Курлова которого следующая:

$$M_{0,33}\ \frac{(CO_3\ \ HCO_3)65\ SO_4 20\ Cl15}{(Na\ -\ K)96}\ H_2SiO_3 0{,}138;\quad pH 8{,}45;\quad T 42\ ^\circ C.$$

Характерным представителем терм второй группы являются воды источника Хульджи-Аршан, его формула, по Курлову, приводится ниже:

$$M_{0,84}\ \frac{SO_4 80\ Cl11\ HCO_3 9}{(Na + K)73\ Ca23}\ H_2SiO_3 0{,}078;\quad pH 7{,}6;\quad T 36 - 42^\circ C.$$

Он находится в 350 км на северо-запад от Улан-Батора и приурочен к разлому в терригенно-вулканогенной толще юры. По составу они близки к термам курорта Горячинск в Прибайкалье.

Минеральные углекислые воды первой провинции и азотные термы второй провинции нередко встречаются по берегам морей. Это так называемые береговые термы. Они отличаются от типичных провинциальных вод составом, близким к морским водам, и довольно высокой минерализацией, но не превышающей 35 г/л. Береговые термы известны в Японии, КНДР, южной части ДРВ, Таиланде, Индонезии и на западном побережье Турции. Береговые термы приурочены к разломам в различных магматических, метаморфических и осадочно-вулканогенных породах. В качестве примера можно привести формулу Курлова для источников Атами в Японии:

$$M_{9,24}\ \frac{Cl100}{Na64Ca36}\ H_2SiO_3 0{,}68;\quad T 77\ ^\circ C.$$

Происхождение береговых терм связывается с поступлением морской воды в тектонические зоны разломов и смешением их с водами азотных или углекислых терм.

Третья провинция азотных, азотно-метановых и на глубине метановых соленых вод и рассолов в артезианских бассейнах зарубежной Азии распространена широко и охватывает многочисленные и разнообразные по возрасту отложений бассейны. Холодные воды верхних водоносных горизонтов с глубиной замещаются термальными.

Помимо провинциальных минеральных вод в зарубежной Азии известны и радоновые минеральные воды. Они распространены на докембрийских щитах и в палеозойских гидрогеологических складчатых областях (ГСО). Наиболее хорошо они изучены в МНР.

Итак, по особенностям распространения минеральных вод территория зарубежной Азии неоднородна. Наиболее богата минеральными водами — как углекислыми, так и азотными термальными — восточная окраина Азии.

АФРИКА

Сводный обзор подземных вод Африканского континента сделан в работе [10]. Ее материалы частично использованы при составлении этой главы.

Гидрогеологические особенности Африки в значительной мере определяются ее положением в экваториальной области, имеющей горное обрамление и омываемой морями и океанами. Внутреннюю часть материка занимают огромные бессточные котловины, представляющие собой АБ. Почти вся Африка находится в пределах дорифейской платформы, лишь на крайнем юге расположены герцинские сооружения (Капская СО), а на севере — альпийские структуры (Рифская и Тельская СО). На востоке материка находятся Африкано-Аравийский рифтовый пояс и связанные с ним рифтовые долины и сводовые поднятия. Во многих районах континента, особенно на востоке, проявился молодой и современный вулканизм.

Из схемы гидрогеологического районирования (рис. 43) видно, что гидрогеологические массивы распространены очень широко. Они многочисленны и разнообразны по размерам и строению. Одни $ГМ_и$ и $ГМ_м$ сложены гранитами, гнейсами, метаморфическими и кристаллическими сланцами; другие гидрогеологические адмассивы — терригенными, карбонатными и древними вулканогенными породами, собранными в антиклинальные складки; третьи — терригенными, карбонатными, вулканогенными породами, смятыми в синклинальные складки. К последним относятся гидрогеологические интермассивы, например вытянутый в широтном направлении ГИМ Карру на юге Африки.

Наконец, наблюдаются структуры, переходные к артезианским,— синеклизы, которые в нижней части разреза сложены слоистыми уплотненными породами палеозоя и обладают признаками ААБ, а в верхней, образованной отложениями мезозоя и кайнозоя,— признаками АБ. Таковы, например, бассейны Тиндуф и Тауденни на севере Западной Африки.

Большинство гидрогеологических массивов образуют положительные элементы рельефа (горы, нагорья, плато, возвышенности) и являются внешними областями питания прилегающих артезианских бассейнов. В пределах ГМ проходят главные водоразделы природных вод.

Обводненность древних ГМ обычно невелика. Зона выветривания обводнена локально. Лучше обводнены мраморы, песчаники и дуниты. Во многих районах сверху образовалась слабопроницаемая глинистая кора выветривания, затрудняющая просачивание атмосферных осадков. Их выпадение определяет режим и ресурсы

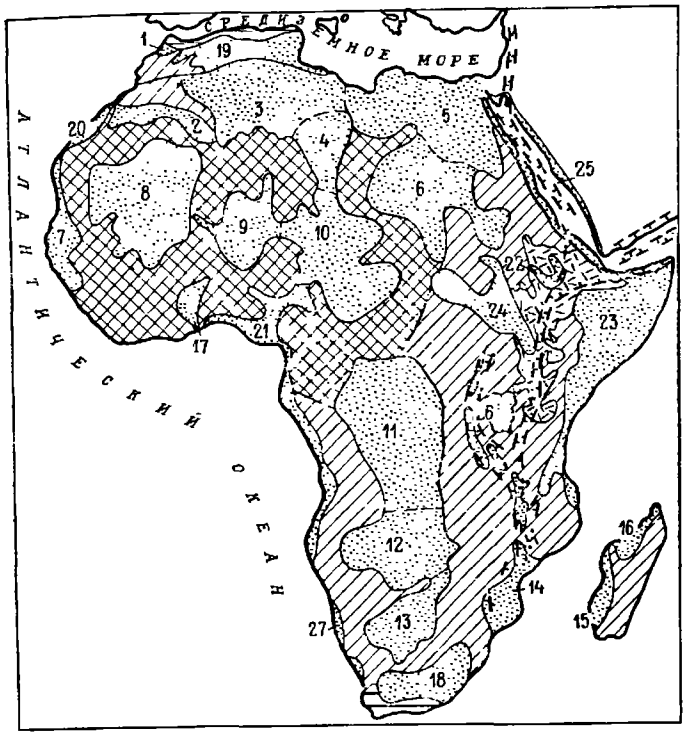


Рис. 43. Схема гидрогеологического районирования Африки.

1—16 — артезианские бассейны, чехол которых сложен отложениями фанерозоя (1 — Эр-Рифский, 2 — Тинлуф, 3 — Алжиро-Ливийский, 4 — Мурзук, 5 — Ливийско-Нильский, 6 — Куфра, 7 — Сенегальский, 8 — Таудени, 9 — Мали-Нигерийский, 10 — Чадский, 11 — Конголезский, 12 — Окованго, 13 — Калахари, 14 — Мозамбикский, 15 — Морандава, 16 — Маджунга); 17 — то же, палеозоя (Вольта); 18 — то же, палеозоя и мезозоя (Предкапский); 19—24 — то же, мезозоя и кайнозоя (19 — Телль-Атласские, 20 — Аюнский, 21 — Нигерийский, 22 — Абиссинский, 23 — Сомалийский, 24 — Верхне-Нильский); 25—27 — то же, кайнозоя (25 — Красноморский, 26 — малых АБ рифтового пояса, 27 — Намибийский). Условные обозначения см. на рис. 13

подземных вод зоны экзогенной трещиноватости. Например, водоотлив на железорудных шахтах в Боми (Либерия) в сезон дождей в несколько раз больше, чем в засушливый период года. Значительно возрастает водоносность пород на участках тектонических нарушений: дебиты скважин достигают здесь 30 л/с. Вместе с тем и на этих участках возобновляемые ресурсы подземных вод обычно малы. В верхней части разреза ГМ гумидных областей вскрываются слабоминерализованные воды [4]. В аридных областях обнаруживается более пестрая картина — наряду с пресными встречаются соленые воды и рассолы.

Палеозойские СО, занимающие небольшие площади на юге и северо-западе континента, изучены слабо. Больше данных имеется по альпийским горным сооружениям, расположенным на севере —

горы Атлас и хр. Эр-Риф. Наиболее обводненными в этом районе являются известняки юры и мела, в которых широко развит карст. С ними связаны крупные источники с расходом до 800 л/с. Многодебитные источники наблюдаются также на участках тектонических нарушений. В ряде случаев из зон разломов вытекают термальные воды. Хорошими аккумуляторами подземных вод служат также аллювиальные и пролювиальные отложения мощностью в несколько десятков метров. В альпийских горно-складчатых сооружениях широкое развитие получили пресные воды. Соленые воды распространены в пестроцветных отложениях пермо-триаса, содержащих соль и гипс и образующих соляпокупольные структуры.

Гидрогеологические массивы на африканском континенте расположены в виде рядов, вытянутых в субширотном направлении, а на востоке континента, согласно с рифтовым поясом,— в субмеридиональном. Такие же закономерности отмечаются и в размещении АБ (см. рис. 43).

Наиболее крупные АБ имеют фанерозойский чехол — Северо- и Южно-Сахарский ряды и Конголезско-Калахарский ряд. В их строении, в отличие от таких же АБ Восточной Европы, ведущая роль принадлежит мезозойским и кайнозойским ВК. Общая мощность чехла в центральных частях АБ составляет 3—4 км, а в прогибах достигает 8 км и более. По окраинам АБ палеозойские ВК выходят на поверхность.

В северных АБ наибольший интерес представляет среднепалеозойский ВК, который в АБ Мурзук отличается высокой водообильностью: дебит одной из скважин вблизи г. Брак оказался равным 105 л/с. По мнению некоторых исследователей, из песчаников среднего палеозоя с глубин 500—2000 м в этом АБ повсюду можно получать фонтанирующую воду. Другие ВК палеозойских отложений АБ Северной Африки не имеют столь хороших фильтрационных параметров: дебиты скважин из них не превышают нескольких литров в секунду, возрастая до 15 л/с на участках тектонических нарушений.

В Конголезско-Калахарском ряду и других АБ Южной Африки среди палеозойских отложений лучше всего обводнены песчаники системы Карру, в которых производительность скважин составляет 30—40 л/с. Значительной водообильностью характеризуются, кроме того, закарстованные известняки рифея и венда, а также зоны тектонических нарушений в породах фундамента. С последними связаны многочисленные выходы термальных вод — азотно-сероводородных и углекислых.

Мезозойские и кайнозойские отложения Сахарских рядов АБ обводнены заметно лучше, чем на юге Африки. Наиболее важным является нижнемеловой ВК, представленный серией нубийских песчаников. В Алжиро-Ливийском АБ его мощность достигает 800 м. По данным И. Я. Пантелеева и С. М. Голубева, дебиты отдельных скважин составляют 140—330 л/с при понижениях уровня на 100—200 м. На всей территории этой части Сахары при вскры-

тип этого ВК скважины дают излив с избыточным давлением 0,7—3 МПа. Воды этого ВК широко используются для водоснабжения в Ливийско-Нильском, Мали-Нигерийском, Чадском и других АБ.

Из других ВК Сахарского ряда АБ следует отметить верхнемеловой, эоценовый, неогеновый и четвертичный. Первые три сложены преимущественно известняками и обладают весьма хорошей обводненностью (дебиты скважин достигают 30 л/с). Четвертичный ВК образован различными по генезису отложениями: эоловыми, аллювиальными, пролювиальными, морскими и др. В большинстве из них подземные воды имеют спорадическое распространение. Наибольшее практическое значение имеют воды аллювиальных отложений долины Нила и других крупных рек.

Мощность и обводненность мезозойских и кайнозойских отложений АБ Конголезско-Калахарского ряда значительно меньше, чем в Сахарской группе АБ. Исключение составляют АБ о. Мадагаскара, где выделяются четыре ВК: верхнетриасовый — нижнеюрский, верхнеюрский — нижнемеловой, верхнемеловой и эоценовый, сложенные хорошо проницаемыми песчаниками и известняками. Скважины здесь обладают дебитами 10—60 л/с, причем с глубиной притоки иногда растут.

Особенности динамики подземных вод фанерозойских АБ изучены пока слабо. Гидродинамические схемы, построенные для Сахарской АО, показывают, что в западной ее части движение вод всех ВК направлено в основном от Сахарских Атласов на юг. В то же время в восточной части, в Ливийско-Нильском АБ, воды движутся преимущественно на север, в сторону Средиземного моря. Важную роль при этом выполняют региональные водоупоры. На севере Африки роль водоупора выполняет соленосная толща триаса — нижней юры. Ниже нее господствует литогенный режим, а выше — преимущественно инфильтрогенный, поскольку других региональных водоупоров, кроме указанного выше, в мезо-кайнозойском структурном этаже не имеется.

Возраст вод в этом этаже оценивается в несколько десятков тысяч лет. Это означает, что основные ресурсы вод в нем сформировались в эпоху межледниковья, когда существовал влажный климат и выпадало большое количество осадков. Во многих районах (Конголезский АБ, о. Мадагаскар и др.) и в современную эпоху наблюдаются условия, благоприятные для инфильтрационного питания подземных вод, а годовая сумма осадков превышает 1500 мм.

Гидрохимическая зональность фанерозойских АБ рассмотрена в книге «Гидрогеология Африки» [10], где выделяется два типа гидрохимического разреза: прямой и инверсионный. Прямой тип характеризуется ростом минерализации с глубиной и наблюдается в Ливийско-Нильском, Таудени, Мали-Нигерийском, Чадском, Конголезском и Мозамбикском АБ. Инверсионный тип характерен для АБ Мурзук, Алжиро-Ливийского, Калахари и др. В этих структурах изменение минерализации с глубиной носит сложный характер.

Зона пресных вод выходит на поверхность по окраинам большинства АБ. В центральных частях бассточных областей с аридным климатом формируется зона пестрых по составу и минерализации вод. В этих районах наблюдаются обширные площади солончаков. Засоление вод прослеживается до глубины 100 м, а глубже часто встречаются пресные и слабосолоноватые воды, например в некоторых районах Алжиро-Ливийского и Ливийско-Нильского АБ (рис. 44) воды с минерализацией 2—4 г/л устанавливаются на глубинах до 2 км. Максимальные глубины залегания слабоминерализованных вод зафиксированы в АБ о. Мадагаскар — до 1,5 км, а также в Мали-Нигерийском, Чадском и других АБ — до 1 км. Небольшой мощностью зоны пресных вод (до 300 м) отличаются АБ Тиндуф и Калахари.

Зоны соленых вод и рассолов имеют широкое распространение в АБ. Наиболее концентрированные рассолы (до 370 г/л) формируются в районах развития соленосных толщ триаса — нижней юры, палеогена и неогена. К таким районам относятся Алжиро-Ливийский, Ливийско-Нильский, Тиндуф, Калахари и другие АБ; в первых трех обнаружены месторождения нефти и газа.

Как уже указывалось (см. рис. 9), подземные воды Африканских АБ самые теплые по сравнению с другими АБ мира. Геотермический градиент в большинстве рассматриваемых структур составляет 2—3 °С на 100 м глубины, поэтому воды с температурой 50 °С встречаются уже на глубинах около 1 км.

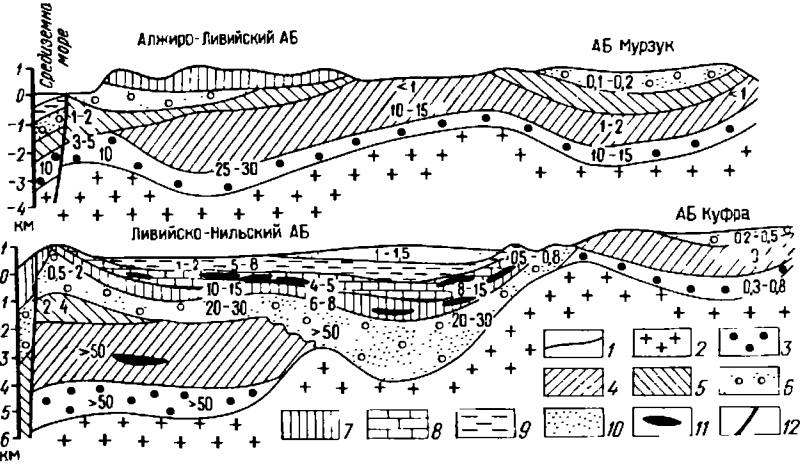


Рис. 11. Схематические гидрогеологические профили артезианских бассейнов Сахарской АО.

1 — литолого-стратиграфические границы; *2* — породы кристаллического фундамента АБ; *3—11* — породы платформенного чехла АБ (*3* — песчаные отложения кембрия — ордовика, *4* — слабоводоносные отложения (алевролиты, глины) силура, девона и карбона, *5* — слабоводоносные отложения триаса и юры, *6* — песчаные отложения и известняки мелового возраста, *7* — преимущественно известняки и доломиты палеоцена — эоцена, *8* — известняки и доломиты олигоцена — миоцена, *9* — глины, алевролиты и известняки неогена, *10* — песчаные четвертичные отложения, *11* — эвапориты; *12* — разломы. Цифрами на разрезах даны значения минерализации подземных вод в граммах на литр

Кромс АБ с фанерозойским чехлом на Африканском материке значительное место занимают АБ с мезо-кайнозойским чехлом. Эти АБ расположены преимущественно по окраинам континента и относятся к прибрежно-шельфовым, поскольку обычно часть структуры, иногда бо́льшая, находится под уровнем океана. Мощность отложений чехла АБ составляет 3—5 км, в прогибах она увеличивается до 10 км. Наибольшая их водоносность связана с известняками часто в верхней части разреза закарстованными, песчаниками и песками. Производительность скважин обычно колеблется в пределах нескольких литров в секунду. В карстовых и тектонических зонах она возрастает до 50 л/с.

Пресные воды в рассматриваемых АБ имеют ограниченное распространение в связи со значительной засоленностью разреза и влиянием морских вод. В дождливые сезоны ресурсы пресных вод заметно увеличиваются, а в засушливые — уменьшаются. Это указывает на значительную зависимость ресурсов пресных вод от современного инфильтрационного питания. Широкое развитие в АБ получили соленые воды (глубина более 300 м) и, по-видимому, рассолы, которые пока не вскрыты в рассматриваемых структурах. В ряде АБ (Аюнский, Нигерийский) проявляется нефтегазоносность.

Особое место среди гидрогеологических структур Африки занимает Африкано-Аравийский рифтовый пояс, вытянутый м меридиональном направлении от оз. Ньяса до Красного моря и далее на север. Этот пояс прослеживается по системе озер, кайнозойских впадин и грабенов, а также интенсивными проявлениями вулканизма.

Грабены Ньяса и Руква выполнены отложениями системы карру (верхний карбон — нижняя юра), мела, неогена и антропогена, мощностью до 6 км. Другие грабены и впадины сложены неоген-четвертичными отложениями мощностью в несколько километров. Степень водоносности пород и минерализация вод весьма пестрые. Наличие эвапоритов в разрезе чехла многих АБ приводит к широкому развитию соленых вод и рассолов.

Молодой и современный вулканизм в сочетании с многочисленными активными тектоническими нарушениями способствуют формированию разнообразных минеральных вод, особенности которых рассматриваются ниже. Водоносность вулканогенных образований обычно невысокая. Исключение представляют зоны тектонических нарушений, к которым часто приурочены высокодебитные источники.

Выявление закономерностей формирования пресных вод является основной проблемой гидрогеологии Африки, поскольку обеспеченность ими в значительной мере определяет условия развития жизни, экономики, промышленного и сельскохозяйственного производства. Основным источником формирования ресурсов пресных подземных вод Африки, как и других континентов, являются атмосферные осадки, реализующиеся в виде подземного стока и накапливающиеся в подземных водоносных горизонтах.

Подземный сток на территории Африки распределяется крайне неравномерно. На севере в области Атласид модули подземного стока изменяются от 0,16 на юге до 3,16 л/ (с·км²) в центральной части их западной половины Атласид. К югу от этих гор располагается пустыня Сахара, ограниченная минимальной изолинией стока в 0,16 л/(с·км²).

К югу от Сахары подземный сток возрастает и в отдельных районах приэкваториальной зоны, богатой атмосферными осадками, достигает значительных величин. Так, на западе в районе г. Монровия на Конакрийском прибрежно-шельфовом АБ модуль подземного стока достигает 15,8 л/(с·км²). Такая же величина подземного стока характерна для восточного побережья Гвинейского залива (юг Нигерийского АБ). На восток от Сахары в горах Эфиопии модуль подземного стока составляет 4,7 л/(с·км²), а на западе Конголезского АБ возрастает до 7,9 л/(с·км²).

В бассейне р. Конго преобладает модуль подземного стока 3,16—7,9 л/(с·км²). К югу от него сток уменьшается и в пустынной области Калахари снижается до 0,16 л/(с·км²). Такие значения характерны для огромной территории Южной Африки, включая прибрежный АБ Намибии, Калахари и большей части Окованго. Значительные величины подземного стока наблюдаются на о. Мадагаскар. Лишь на крайнем юго-западе острова на территории АБ Морандова его модуль падает до 0,16 л/(с·км²).

Из сказанного следует, что распределение подземного стока тесно связано со степенью увлажнения отдельных территорий. Ресурсы пресных подземных вод зависят от гидрогеологических условий отдельных структур, их развития во времени. Так, артезианские бассейны Сахарской АО по обеспеченности пресными подземными водами разделяются на западные (Тандуф и Тауден), слабо обеспеченные, и восточные (Алжиро-Ливийский, Мурзук, бо́льшая часть Ливийско-Нильского, Мало-Нигерийский и Чадский), достаточно обеспеченные. К хорошо обеспеченным относятся южная часть Сенегальского, Вольта, Нигерийский, Конголезский, юг Чадского, бо́льшая часть Верхне-Нильского и некоторые другие АБ.

По степени водообеспеченности гидрогеологические массивы также разделяются на хорошо обеспеченные (приэкваториальные и о. Мадагаскар), достаточно обеспеченные (ГМ юго-восточной Африки, расположенные в бассейнах рек Замбези, Лимпопо, Лурио и др., на юго-западе о. Мадагаскар, ГМ Атласской области и ГМ, расположенные к северу от АБ р. Верхнего Нила) и слабо обеспеченные (все остальные ГМ — например, окружающие Сахарскую АО и АБ Калахари, находящиеся в пределах Африкано-Аравийского рифтового пояса и юга Атласской области).

Следует отметить уникальные мощности зоны пресных вод на востоке пустыни Сахары в пределах Ливийско-Нильского АБ, достигающие 2 км. Подземные воды приурочены здесь к нубийским песчаникам (нижний мел) и палеогеновым отложениям. Огромные массы пресных подземных вод накопились в них в предшест-

вующий плювиальный период. При этом просачивающиеся атмосферные осадки оттеснили более соленые воды на север к Средиземному морю. Фронт этих вод проходит теперь в 120—200 км южнее берегов Средиземного моря. К северу от этого фронта до побережья распространены рассолы и соленые воды, к югу — пресные подземные воды залегают на большой глубине. Вверху расположены грунтовые воды пестрой минерализации. Инверсионный тип гидрохимического разреза обусловлен здесь испарительной концентрацией солей в верхних горизонтах.

Рассмотрение закономерностей распространения и формирования пресных подземных вод Африки показывает, что во многих артезианских бассейнах ресурсы пресных подземных вод накопились в плювиальный период, когда климат был достаточно влажным и теплым. Пополнение ресурсов этих вод в современную эпоху в связи с аридным климатом многих частей континента невелико. Использование пресных подземных вод может привести к истощению их вековых запасов, поэтому необходимо разработать мероприятия по охране подземных вод от истощения и загрязнения, в особенности в аридных районах. Одновременно следует обратить внимание на необходимость экономного использования воды и провести работы по количественной оценке водных ресурсов. Следует отметить, что значительная водообильность и большие дебиты источников присущи карбонатным карстующимся породам и активным зонам тектонических разломов, которые заслуживают особого изучения.

В заключение остановимся на закономерностях распространения минеральных вод Африки. В Африке, как и в Евразии, распространены все три провинции минеральных вод: I — углекислых вод, II — азотных термальных вод, III — метановых и азотных артезианских вод [10]. Первая провинция углекислых вод разделяется на две подпровинции: углекислых гидротерм современной вулканической деятельности и холодных и горячих углекислых вод угасшей в кайнозое вулканической деятельности. В Африке, включая острова, известно свыше 60 действующих вулканов. Основная часть их сосредоточена в Африкано-Аравийском рифтовом поясе (до 40). Известны действующие вулканы на нагорье Тибести, плато Дарфур, в Камеруне, на Канарских и Азорских островах, на островах Зеленого Мыса.

Среди углекислых вулканических терм подпровинции выделяются три группы. К первой группе относятся сероводородно-углекислые кислые термы с высокими температурами (до 200 °С и более; pH 0,1—3). Эти воды известны на участках активной фумарольной и сольфатарной деятельности. В состав их газов входят пары воды, H_2S, SO_2, CO_2, иногда галоиды. На северо-востоке Африки в Данакильской впадине (Соляная равнина) с отметками поверхности до 160 м ниже уровня моря известны сероводородно-углекислые рассолы с минерализацией 321—334 г/л солянокислого натриевого состава и весьма крепкие рассолы с минерализацией 394—459 г/л солянокислого магниевого состава (магния до 95 %).

В ВБ Тибести на склонах действующих вулканов, находящихся на стадии фумарольной деятельности, известны сернокислые гидротермы. Вулкан Марра на плато Дарфур также находится в стадии фумарольной деятельности; его фумаролы выделяют горячие пары с запахом сернистого газа. По-видимому, сероводородно-углекислые воды имеются на склонах действующих вулканов Канарских и других островов.

Вторая группа — азотно-углекислые термы приурочены в основном к фундаментам вулканических аппаратов и вулкано-тектоническим депрессиям. На глубине эти воды перегреты и иногда разгружаются в виде источников гейзерного типа. Азотно-углекислые воды распространены более широко, чем термы первой группы. В основном они развиты в Эфиопии. Температура источников достигает 100 °С, а минерализация составляет примерно 2 г/л. По составу воды хлоридные, гидрокарбонатно- и сульфатно-хлоридные натриевые. Имеются среди них и источники гидрокарбонатного состава. Дебиты источников изменяются в широких пределах — от долей до 300 л/с.

К третьей группе относятся углекислые термы Эфиопии, Кении, Танзании (Восточный рифт) и углекислые термы Уганды (Западный рифт). Дебиты отдельных источников достигают нескольких сотен литров в секунду. Минерализация изменяется от 1 до 65 г/л, pH 8,4—10,1. По составу преобладают гидрокарбонатные натриевые, реже натриевые сложного анионного состава воды.

Вторая подпровинция углекислых существенно холодных и теплых, иногда горячих минеральных вод районов угасшей молодой кайнозойской вулканической деятельности известна в Восточной Африке, в горах Атласа, в Камеруне, на Мадагаскаре. Температура источников колеблется от 19 до 80 °С, а минерализация — от 1 до 60,5 г/л. По составу преобладают источники типа боржоми, реже ессентуки, дарасун, арзни и более сложного состава. В Данакильской впадине известно проявление холодных углекислых рассолов с минерализацией до 282 г/л хлоридного кальциево-натриевого состава с высоким содержанием бора. Эти воды заслуживают выделения в особый — данакильский — тип углекислых рассолов. Углекислые источники дарасунского, боржомского и более сложного состава известны в районе Камеруна.

Вторая провинция азотных термальных вод тектонических разломов и современных движений развита значительно шире первой провинции. Вторая провинция минеральных вод охватывает Атлас, Мадагаскар, восточно-африканскую часть рифтового пояса.

Азотные термы характеризуются температурами от 24 до 90 °С и более. По составу они разделяются на четыре группы [10]. К первой группе терм Атласа относятся воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого и магниево-кальциевого состава с минерализацией до 1 г/л, а также источники с минерализацией до 5 г/л смешанного хлоридно-сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого и натриево-магниево-кальциевого состава.

Ко второй группе азотных терм Атласа принадлежат термы хлоридного натриевого состава с минерализацией от 1 до 30 г/л и температурой 32—75 °С. Так же как источники первой группы, они характерны для зон тектонических разломов в меловых и палеогеновых карбонатных и терригенных породах. Наиболее высоко минерализованные источники этой группы приурочены к разломам в пестроцветных соленосных и гипсоносных отложениях пермо-триаса. Минерализация их вод достигает 30,7 г/л, состав хлоридный натриевый. Некоторые из них содержат сероводород.

К третьей группе терм Атласа относятся источники с минерализацией около 1 г/л, хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного состава по анионам и кальциево-натриевого по катионам. В четвертую группу входят некоторые источники Алжира и Туниса хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 0,9—1,2 г/л. Эти источники приурочены к разломам в окварцованных песчаниках нижнего мела.

В восточно-африканской части рифтового пояса азотные гидротермы разделяются на две большие и сложные группы. К первой относятся источники преимущественно гидрокарбонатного натриевого состава и малой минерализации (до 2 г/л). Они вытекают из разломов в кристаллических породах докембрия. Некоторые азотные термы отличаются очень низкой минерализацией 0,1—0,2 г/л. М. А. Мартынова считает, что с глубиной и с ростом температуры минерализация вод уменьшается, в водах присутствует мантийный гелий, отмечаются и другие признаки ювенильного происхождения гидротерм. Температура вод изменяется от 22 до 97 °С, дебит достигает 20 л/с.

Ко второй группе принадлежат источники с довольно разнообразным составом и минерализацией от 2 до 183 г/л. По составу воды хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и реже натриево-кальциевые. Источники этих вод приурочены к разломам в самых разнообразных по составу и возрасту породах. Температура источников достигает 96 °С.

Очень широко распространены азотные термы в Южно-Африканской гидроминеральной области. Их температура изменяется от 24 до 80 °С. Минерализация в основном слабая. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый и кальциево-натриевый. Дебиты источников достигают 10 л/с. В большинстве случаев источники выходят из разломов в кристаллических породах докембрия, кварцитовидных песчаниках, слюдяных глинистых сланцах, гранитах и гранито-гнейсах. Гидротермы у г. Кранскоп (ЮАР), формирующиеся в зонах сульфидизации докембрийских амфиболитов и гнейсов, обладают сульфатным составом.

Азотные термы с температурой 27—70 °С и минерализацией 0,2—3,7 г/л широко распространены на Мадагаскаре. Здесь известны сульфатные термы натриевого и кальциево-натриевого состава, реже другие. В основном они приурочены к разломам

в докембрийских кристаллических породах. Некоторые источники на востоке Мадагаскара гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,2—0,3 г/л. На западе острова в прибрежных АБ выходят источники сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 1,6—3,6 г/л. Они образуются в разломах в морских отложениях пермо-триаса. Термы Седжос имеют температуру 30 °С, минерализацию 3,65 г/л и гидрокарбонатно-хлоридный (магниево)-иатриевый состав. Они, по-видимому, представляют собой смесь морской воды с гидротермальной.

В пределах западной части Приэкваториального пояса известны термы Камеруна и Западной Нигерии. Они приурочены к разломам в докембрийских гранитах. Минерализация их 0,1—0,6 г/л, температура 35—37 °С, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый в Нигерии и сульфатный кальциево-натриевый в Камеруне. К востоку от Конголезского АБ в зоне тектонического нарушения в гранитах на восточном борту грабена Упемба находится терма Киабуква с температурой 90—91 °С, на базе которой построена геотермальная станция [10].

Третья провинция метановых (и азотных) артезианских талассогенных минеральных вод занимает почти половину территории Африки. Минерализация и состав подземных вод этой провинции подчинены гидрохимической зональности — прямой в артезианских бассейнах с гумидным климатом и инверсионной в АБ с аридным климатом (см. выше). В большинстве минеральные воды этой провинции термальные, по минерализации — солоноватые, соленые и рассолы, по составу сульфатные и хлоридные, а также смешанные, натриевые и кальциево-натриевые. Дебиты отдельных источников достигают 400 л/с. Источники этих вод часто выходят по зонам тектонических разломов. Вскрываются они и многочисленными глубокими скважинами.

Воды третьей провинции приурочены и к гидрогеологическому интермассиву Карру, где вскрыты скважинами и выходят по разломам в виде источников. Температура источников достигает 37 °С, минерализация составляет 0,18—2,28 г/л, минерализация воды, вскрытой скважинами, до 10 г/л и температура на забое до 90 °С.

АВСТРАЛИЯ И НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Австралия — самый маленький континент на Земле. Она характеризуется равнинным рельефом, преимущественно засушливым климатом, огромными пространствами пустынь и полупустынь, слабой дренированностью большей части территории.

Австралия представляет собой дорифейскую платформу, обрамленную на востоке Тасманским поясом палеозойской складчатости, который состоит из нескольких крупных блоков – Новая Англия на севере, Лакланская система на юге. Они сложены гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами докембрия, эффузивными, терригенными и карбонатными породами палеозоя. В кайно-

зое в этом поясе проявился вулканизм. Цепочка базальтовых плато прослеживается на восточной окраине континента.

На севере Австралия через систему краевых прогибов граничит с кайнозойским складчатым поясом Новой Гвинеи. Через котловины Кораллового, Фиджи и Тасманова морей Австралийская платформа соприкасается с островными дугами Австралийской и Ново-Зеландской систем. Вдоль западной и южной окраин континента располагается Индийский талассократон.

Докембрийский щит, распространенный в Западной и Центральной Австралии, во многих районах перекрыт осадочно-вулканогенным чехлом верхнего протерозоя и фанерозоя мощностью до 5 км. В прогибах и авлакогенах мощность этих пород достигает 10 км. На востоке континента, где фундамент сложен байкалидами, каледонидами и герцинидами, разрез чехла омолаживается и включает породы среднего — верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Выходы фундамента на поверхность соответствуют распространению гидрогеологических массивов, а чехла — артезианских бассейнов (рис. 45).

Гидрогеология складчатых областей. Древнейшие складчатые области Западно-Австралийская и Северо-Австралийская сложены гранитами, пара- и орто-гнейсами, трещиноватыми песчано-глинистыми, основными магматическими, кислыми и основным эффузивными породами, метаморфическими сланцами и карбонатными породами. На территории этих СО пробурены тысячи скважин глубиной до 150 м. Их дебит порядка сотых и десятых долей, реже единицы литров в секунду и совсем редко до 10 л/с. Минерализация подземных вод изменяется от пресных до солоноватых, соленых и рассолов. В Западно-Австралийской СО пресные воды встречаются преимущественно на западе, где выпадает больше осадков и формируется сток подземных и поверхностных вод в сторону Индийского океана. В восточном направлении качество подземных вод ухудшается. Здесь отсутствуют реки, в понижениях рельефа находятся временные соленые озера, а подземные воды преимущественно солоноватые и соленые.

В Северо-Австралийской СО более благоприятны для водоснабжения подземными водами северные районы, расположенные вблизи Индийского океана и менее благоприятны южные пустынные засушливые районы. На севере развита речная сеть с постоянно текущими реками. Верховья рек, расположенные на юге, временно пересыхают. Еще южнее речная сеть отсутствует. Характеристика обводненности различных пород этой СО приведена в табл. 20.

Гидрогеологический массив Макдоннел-Масгрейв сложен архейскими и протерозойскими образованиями, смятыми в складки широтного простирания. В синклинальных складках, образующих небольшие межгорные бассейны, залегают породы карбона и перми. Условия питания подземных вод крайне неблагоприятны вследствие аридности климата и пустынного ландшафта.

В более благоприятных условиях питания подземных вод на-

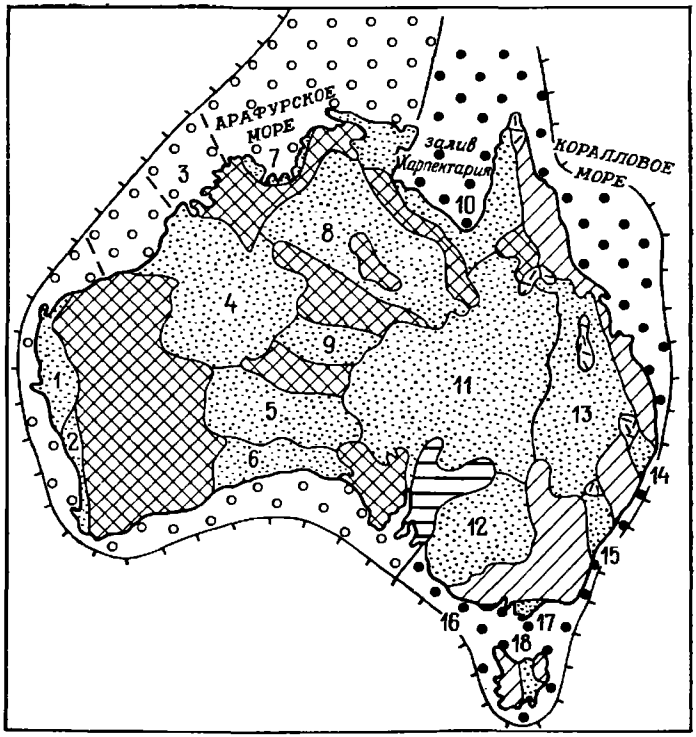


Рис. 45. Схема гидрогеологического районирования Австралии.

Наиболее крупные артезианские бассейны: 1 — Кариарвон, 2 — Перт, 3 — Броуз, 4 — Кэнинг, 5 — Оффисер, 6 — Юкла, 7 — Арафурский, 8 — Северо-Австралийский, 9 — Амадиес, 10 — Карпентария-Папуа, 11 — Большого Артезианского бассейна, 12 — Муррей, 13 — Боуэн-Сурат, 14 — Кларенс-Мортон-Эск, 15 — Сидней, 16 — Отуэй, 17 — Гиппсленд, 18 — Бас. Условные обозначения см. на рис. 13

ходится Южно-Австралийская (Аделаидская) СО, сложенная докембрийскими и протерозойскими песчаниками и кварцитами, кембрийскими известняками, доломитами, песчаниками и сланцами. На поверхности размыва древних пород нередко залегают кайнозойские отложения. Северная часть СО расположена в аридном климате, а южная, где выпадает более 500 мм осадков в год, находится в более благоприятных условиях. Однако подземных

Таблица 20. **Водоносность пород Северо-Австралийской СО**

Породы	Дебиты скважин, л/с	Минерализация вод, мг/л
Граниты	0,5—0,7	740—2670
Вулканические	1,2—1,7	440—1670
Метаморфические	—	640—1300
Карбонатные	1,2—2,75	390—2560

вод и здесь не хватает для водоснабжения, и их недостаток компенсируется водами р. Муррей, которые по разветвленной сети водоводов подаются на большие расстояния.

Восточно-Австралийская СО располагается в пределах Большого Водораздельного хребта. В ее строении принимают участие палеозойские отложения разнообразного вещественного состава; при этом карбонатные образования присущи разрезу кембрия, ордовика и девона. Мезозойские и кайнозойские отложения получили ограниченное развитие. Крутой восточный склон СО обращен к Тихому океану и получает значительное количество атмосферных осадков — до 4000 мм в год и более. С него стекают небольшие, но полноводные реки, впадающие в Коралловое и Тасманово моря. Западный склон СО менее крутой, с него стекают реки, которые вливаются в залив Карпентария на севере или стекают на равнины Большого Артезианского бассейна АБ Боуэн-Сурат и Муррей. Большинство этих рек теряют свою воду у подножья СО. На западном склоне выпадает значительно меньше атмосферных осадков, чем на восточном. Эта СО, по сравнению с ранее рассмотренными, является наиболее водообеспеченной.

В северной части восточного склона Восточно-Австралийской СО в районе города Таунсвилл, расположенного на берегу Кораллового моря, в дельте р. Бердекин успешно работает крупная система искусственного пополнения подземных вод. Водовмещающие толщи мощностью 150 м представлены речными отложениями. Речная вода подается каналами общей протяженностью около 200 км к участкам поглощения, где и происходит питание грунтовых вод. Общий объем подаваемой для искусственного пополнения воды составляет от 40 до 100 млн. м³ в год [13].

Гидрогеология артезианских бассейнов. На территории Австралии выделяется 33 АБ (наиболее крупные показаны на рис. 45),

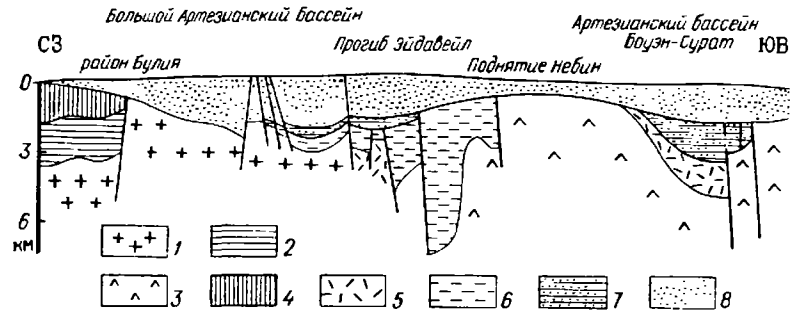


Рис. 46. Схематический геологический профиль через Большой Артезианский бассейн и АБ Боуэн-Сурат.

1 — докембрийский складчатый фундамент; *2* — палеозойский складчатый фундамент; *3* — терригенные отложения; PR_2; *4* — терригенно-карбонатные отложения D—Є; *5* — угленосные и песчано-глинистые отложения D—Є; *6* — вулканогенные отложения P_1; *7* — вулканогенные и песчано-глинистые отложения P—T; *8* — угленосные и песчано-глинистые Ю—К

общая площадь которых составляет примерно 62 % территории. Особое место среди них занимает Большой Артезианский бассейн (рис. 46). Он приурочен к обширной мульде субмеридионального простирания. Восточное, приподнятое крыло АБ сливается с АБ Боуэн-Сурат, который примыкает к Большому Водораздельному хребту (Восточно-Австралийская СО), а западное, опущенное крыло бассейна примыкает к Западному Австралийскому пустынному плато (ГМ Макдоннел-Масгрейв и Аранта). Площадь АБ свыше 1700 тыс. км². Фундамент на западе сложен докембрийскими, а на востоке палеозойскими метаморфическими образованиями и гранитами.

Общая мощность чехла АБ свыше 2500 м. В его строении выделяются семь структурных этажей: 1) соленосные терригенно-карбонатные отложения кембрия — девона мощностью до 1,5 км; 2) песчано-глинистые и угленосные отложения карбона — перми мощностью до 2 км; 3) континентальные песчано-глинистые триасовые отложения, приуроченные к крупным депрессиям, где их мощность составляет 0,5—0,8 км; 4) ранне — среднеюрские песчано-алевритовые и глинистые континентальные угленосные отложения мощностью до 1,5 км; 5) континентальные угленосные и морские песчано-глинистые отложения поздней юры — раннего мела мощностью до 2 км; 6) позднемеловые континентальные песчано-глинистые отложения мощностью до 0,6 км; 7) кайнозойские терригенные отложения ограниченного развития, среди которых наибольшее значение имеют аллювиальные.

Главные водоносные горизонты связаны с юрскими песчаниками, которые в центре АБ залегают на глубинах 400—1200 м. Производительность скважин изменяется от 1 до 40 л/с, а водопроводимость в среднем составляет 300 м²/сут.

Движение подземных вод юрского ВК направлено от западного и восточного бортов АБ в сторону оз. Эйр, находящегося на юго-западе АБ и имеющего отметку уреза воды —12 м. Пьезометрические отметки напорных вод на 50—90 м превышают уровень озера.

Во многих районах АБ пьезометрическая поверхность располагается выше земной, что фиксируется большим количеством изливающих скважин с дебитом до 60 л/с и источниками восходящего типа. Такие источники получили в Австралии название «источники на возвышении», поскольку в результате выноса частиц на месте выхода подземных вод формируются холмы, образованные рыхлыми отложениями, с вершин которых стекает вода. Рост этих холмов прекращается по достижении пьезометрической поверхности или в связи со снижением пьезоуровня в результате длительных откачек. У нас в Средней Азии такие источники впервые были описаны В. А. Обручевым в Амударьинском АБ еще в конце прошлого столетия. Образование холмов объясняется не только выносом частиц восходящими артезианскими водами, но и эоловыми процессами — приносимые ветром частицы прилипают к смоченной водой поверхности холма.

Температура артезианских вод возрастает с глубиной и достигает вблизи фундамента 100 °С и более. Напорные воды в основном пресные, преобладает гидрокарбонатный натриевый состав. Отмечаются локальные следы бора и местами повышенное содержание фтора. С восточной области питания в АБ движутся воды гидрокарбонатного состава; на западном и юго-западном крыльях АБ сказывается влияние аридных условий, распространены подземные воды с повышенным содержанием сульфат-иона и небольшим количеством хлористого натрия. На глубинах более 1,2 км встречены солоноватые воды (3—6 г/л) хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава.

Бурение на воду началось свыше ста лет назад, и за прошедшее время пробурено около 23 тыс. скважин, из которых изливают 2900. Суммарный водоотбор в 1974 г. составил $5{,}3 \cdot 10^8$ м^3/год при расчетной величине инфильтрационного питания $4{,}1 \cdot 10^8$ м^3/год. Поэтому многие артезианские колодцы обнаруживают признаки истощения. Так, в Квинсленде дебит колодцев уменьшился на 40 %.

На происхождение артезианских вод Большого Артезианского бассейна и других бассейнов Австралии существует несколько точек зрения. По мнению большинства исследователей, воды АБ метеорного происхождения, но есть также точка зрения, что это реликтовые воды мелового возраста.

Газовый состав подземных вод АБ характеризуется преобладанием азотных воздушных газов. На глубинах 2—4 км отмечаются нефтегазоносность пермских отложений, а также газоносность песчаников юры и девона. Газ отличается высоким содержанием CO_2. В пределах АБ известны одно нефтяное и несколько газовых, газоконденсатных и нефтегазовых месторождений, в основном приуроченных к песчаникам перми и нижнего девона.

К востоку от Большого Артезианского бассейна располагается предгорный латеральный АБ Боуэн-Сурат, приуроченный к глубокому передовому прогибу фундамента, вытянутому в меридиональном направлении на 800 км вдоль Восточно-Австралийской СО. Чехол АБ мощностью до 6 км представлен отложениями пермского и триасового возраста, в основном континентальными и вулканогенными. Сверху они перекрыты континентальными образованиями юры и мела мощностью до 2000 м. В меловых песчаниках заключены пресные гидрокарбонатные натриевые воды, термальные на глубине, местами с высоким содержанием свободной CO_2. С глубиной минерализация воды повышается и в песчаниках юры, триаса и перми отмечаются месторождения нефти и газа.

С юга к Большому Артезианскому бассейну примыкает АБ Муррей. В строении его чехла принимают участие преимущественно континентальные песчано-глинистые отложения юры, мела и кайнозоя. Повсеместно распространены водоносные горизонты кайнозоя, используемые для водоснабжения. Они характеризуются значительными запасами подземных вод хорошего качества. На юге АБ сказывается влияние моря, где преобладают соленые воды.

На юго-восточной окраине Австралии расположены прибрежно-шельфовые АБ Отуэй, Гиппсленд, Бас и на юге — Юкла. Они имеют сходное строение с АБ Муррей. Отличием является присутствие в верхней части разреза АБ Отуэй кайнозойских базальтов и широкое развитие соленых вод. Интенсивная эксплуатация пресных вод в прибрежной полосе приводит к интрузиям морских вод.

Фанерозойский чехол Западного ряда АБ (Перт, Карнарвон, Кэннинг, Броуз) состоит из трех этажей. Нижний, палеозойский этаж развит преимущественно в пределах шельфа и в глубоких его депрессиях. С ним связана нефтегазоносность. Мезозойский этаж, в частности позднемеловые известняки, содержит пресные воды. В западном направлении он погружается под уровень моря и на шельфе пресные воды сменяются солеными морскими. Кайнозойский этаж чехла имеет подчиненное значение.

Северный ряд артезианского пояса Австралии состоит из АБ Арафурского и Карпентария-Папуа. Эти бассейны являются субмаринными прибрежно-шельфовыми. Основные водоносные горизонты бассейнов приурочены к позднеюрским — раннемеловым, позднемеловым и кайнозойским отложениям. Основное питание водоносные горизонты получают в горах Новой Гвинеи. Бассейны перспективны на нефть и газ.

Восточный ряд Артезианского пояса Австралии состоит из двух сложных прибрежно-шельфовых АБ Кораллового и Тасманового, главные водоносные горизонты которых, по-видимому, приурочены к меловым и кайнозойским отложениям и из двух небольших АБ — Кларенс-Мортон-Эск и Сиднея,— чехол которых представлен отложениями фанерозоя.

Большая площадь занята раннекембрийскими базальтами на Северо-Австралийской СО. Средняя мощность лав базальтов до 250 м, занимаемая ими площадь около 400 тыс. км². В центральной Австралии в прогибе Оффисер занятая базальтами площадь составляет 50 тыс. км² при средней мощности 100 м. Базальтовые лавы залегают горизонтально. Их водоносность не охарактеризована, но можно полагать, что она примерно такая же, как в ГМ.

В пределах Восточно-Австралийской СО многочисленные ВБ возникли в палеогене и миоцене. Они прослеживаются от Квинсленда на севере до района Мельбурна на юге. Известны они и в Тасмании. Мощность лав достигает 1 км. По составу — это преимущественно базальты, иногда трахиты до липаритов. Они образуют мощные щитовые ВБ, маломощные покровные ВБ, а также потоки, выполняющие долины рек.

В плиоцене — антропогене вулканизм проявлялся только в Северном Квинсленде, где площадь базальтов достигает 14 тыс. км². На юге, в штате Виктория, площадь, занятая молодыми базальтами, достигает 26 тыс. км². Наиболее поздние извержения происходили, по-видимому, около 5 тыс. лет назад. Именно тогда возникли вулканы Гамбье в Южной Австралии и Тауэр-Хилл в штате Виктория. Во многих местах встречаются купола, кратеры,

кальдеры. Водоносность молодых вулканогенов в долинах рек, по-видимому, значительная. На водоразделах они сдренированы.

В Австралии имеются все три провинции минеральных вод. Первая — углекислых гидрокарбонатных натриевых термальных вод — приурочена к Большому Австралийскому АБ. Она вскрыта глубокими скважинами в меловых водоносных горизонтах бассейна и проявляется во многих восходящих углекислых термальных источниках. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный натриевый; температура вод источников от 37 до 48 °С, а в скважинах от 25 до 91 °С. Наряду с преобладающим гидрокрабонатным составом встречаются и другие воды. Воды сульфатно-хлоридного натриевого состава с преобладанием углекислого и азотного газов обнаружены в источнике к северо-западу от оз. Фром у восточной подошвы хр. Флиндерс.

Вторая провинция — азотных термальных вод — находится в Восточно-Австралийской СО. Гидротермы этой области приурочены к гранитам, местами прорванным дайками фельзитов, а также к молодым лавам. Температура терм изменяется от 36 до 86 °С; состав гидрокарбонатный кальциевый и чаще гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Состав газов азотный с примесью углекислоты до 1,8 %.

Третья провинция — метановых и азотных соленых вод артезианских бассейнов — приурочена к поясу прибрежно-шельфовых АБ, окружающих Австралию, и к АБ внутренних пустынных районов. Водами этой провинции характеризуется также юг АБ Муррей. С этой провинцией связана нефтегазоносность Австралии [44].

Весьма много проявлений минеральных вод известно в Новой Зеландии, где они связаны с современным вулканизмом и молодыми разломами. Так, вдоль осевой части о. Южного протягивается Западная термальная линия. Она приурочена к крупной зоне глубоких тектонических разломов в метаморфизованных граувакках и аргиллитах. Теплые и горячие источники этой линии слабо минерализованы (70—2000 мг/л), с нейтральной или слабощелочной реакцией, хлоридные натриевые с высоким содержанием кремнекислоты. На крайнем северо-востоке этой линии находится горячий источник Ханмер с водородно-азотно-метановым составом газов и высоким соотношением $^{40}Ar : {}^{36}Ar = 760$, значительно отличающимся от воздушного (295,6). Восточная линия гидротерм приурочена к современным базальтам и андезитам восточного побережья острова и протягивается от п-ова Бэнкс на юго-запад.

На о. Северном широко распространены разнообразные минеральные воды. В. И. Кононов выделяет здесь следующие области: 1) углекислых горячих и холодных вод гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава, связанных с четвертичным вулканизмом на западе острова; 2) Тауно — парогидротерм современного вулканизма, имеющих углекислый хлоридный натриевый состав и минерализацию 0,6—8 г/л; 3) азотных сульфатных натриевых терм с минерализацией около 1 г/л на востоке острова; 4) метановых хлоридных натриевых терм с минерализацией до 25 г/л в АБ

Таранаки; 5) таких же терм, как и предыдущая, Восточного прибрежно-шельфового АБ [22].

Из всего сказанного видно, что в Новой Зеландии развиты все три провинции минеральных вод, которые выявлены в Азии, Европе, Африке и Австралии.

Первоначально минеральные воды Новой Зеландии использовались для лечения, а в последние годы они стали применяться для получения энергии и тепла. В этом отношении большой интерес представляет область современного вулканизма Таупо, где встречаются высокотемпературные парогидротермы. Именно здесь парогидротермальные месторождения с успехом используются в энергетических целях.

АНТАРКТИДА

Антарктида почти целиком покрыта ледниками, лишь 0,1—0,3 % территории свободны от них. Мощность ледникового покрова в среднем равна 1720 м, а максимальные ее значения достигают 4500 м. Общий объем льда оценивается в 24—30 млн. км^3. Значительные массы льда (свыше 2 тыс. км^3) ежегодно теряются в виде айсбергов и сколов льда по берегам морей.

Рельеф коренного ложа Антарктиды характеризуется большим разнообразием. Рельеф Восточной Антарктиды вблизи полюса представлен горами высотой от 1000 до 3400 м, протянувшимися дугой на 2500 км. Прибрежные горы проходят от моря Лазарева до моря Содружества. Они поднимаются на высоту до 3000 м и выше. Часть Восточной Антарктиды, прилегающая к морям Моусона и д'Юрвиля, расположена на 300—1000 м ниже уровня моря, но местами и здесь имеются участки, возвышающиеся над уровнем моря на высоту до 500 м. Поверхность остальной части Восточной Антарктиды характеризуется отметками от 0 до 500 м.

Цепь Трансантарктических гор с высотами до 4600 м и более отделяет Восточную Антарктиду от Западной. Рельеф Западной Антарктиды сильно расчленен. Ее внутренняя часть погружена ниже уровня моря до отметок —2500 м и более. Окраины материка к западу от моря Росса и далее у моря Амундсена представлены среднегорьем с высотами до 1000 м. Такие же высоты гор типичны для Антарктического п-ова. К специфическим особенностям Западной Антарктиды относятся многочисленные потухшие и немногие действующие вулканы (рис. 47).

Климат материка очень суровый. Летом температура воздуха редко превышает 0 °С, а зимой опускается до —80 °С и более. Часто наблюдаются ураганные ветры и сильные метели.

В геологическом строении Антарктиды выделяются докембрийская платформа (восточная часть), байкальская складчатая система Трансарктических гор и герцинская складчатая система Западной Антарктиды. Докембрийская платформа расположена восточнее линии 35 ° з. д.— южный полюс — 180°. Кристаллический

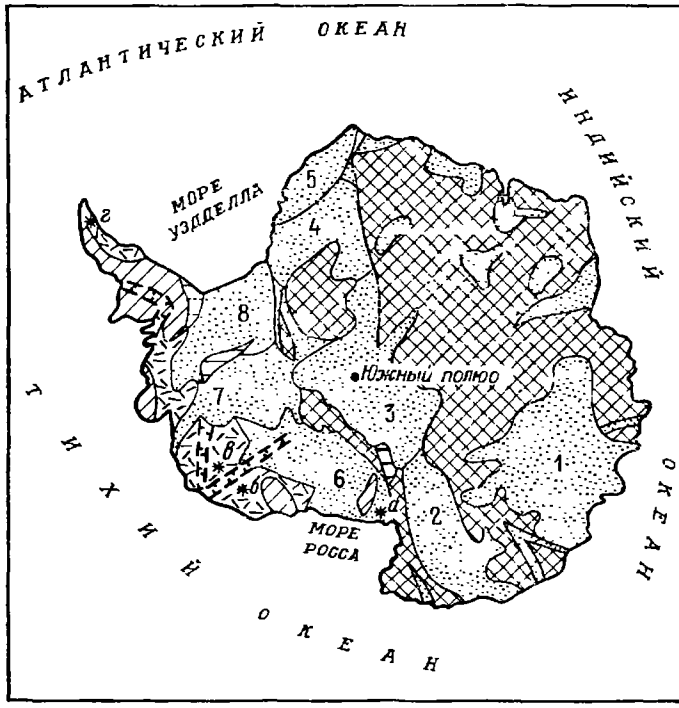


Рис. 47. Схема гидрогеологического районирования Антарктиды.

Наиболее крупные артезианские бассейны: 1 — Уилкса, 2 — Виктория, 3 — Южнополюсный 4 — Котса, 5 — Принцессы Марты, 6 — Росса, 7 — Амундсена, 8 — Ронне Уэдделла. Вулканы *а* — Эребус, *б* — Террор. *в* — Мельбурн, *г* — Антарктического п-ова. Условные обозначения см. на рис. 13

фундамент ее сложен метаморфическими породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, интрузиями гранитов и граносиенитов. Чехол распространен неповсеместно. Он представлен протерозойскими и нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными породами (мощностью 2—3 км), пермскими угленосными и терригенными отложениями (1,3 км), юрскими траппами (1,5—2 км).

Складчатая система Трансантарктических гор вытянута вдоль меридианов 40° з. д. и 160° в. д. Ее фундамент сложен докембрийско-нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями, прорванными интрузиями кислого и среднего состава. Разрез чехла представлен осадочными породами среднего палеозоя — нижнего мезозоя мощностью до 4 км. В ряде районов он прорван трапповыми телами.

Западно-Антарктическая складчатая система представляет собой южное звено Тихоокеанского подвижного пояса. Ее кристаллический фундамент был переработан в конце палеозоя — начале мезозоя. Позднемезозойский — кайнозойский структурный этаж

образован слабо дислоцированными осадочными и вулканогенными отложениями значительной мощности.

На окраинах континента наблюдаются многочисленные седиментационные бассейны с мощностью чехла от 2 до 15 км. Во многих районах выделяются рифтовые зоны — грабены, выполненные кайнозойскими отложениями. С этими зонами также связаны проявления кайнозойского вулканизма.

В гидрогеологическом отношении Восточная Антарктида напоминает Балтийский щит в эпоху оледенения. Широким распространением пользуются на этой территории древние ГМ, сложенные нерасчлененными докембрийскими образованиями, на неровной поверхности которых в пределах прогибов и рифтов размещаются адартезианские и артезианские бассейны различных размеров, формы и строения (см. рис. 47). В этих ГМ наиболее типичными должны быть трещинные и пластово-трещинные подмерзлотные воды.

Среди артезианских бассейнов Восточной Антарктиды выделяются пять типов. К первому типу относится АБ, сложенный платформенными дорифейскими комплексами пород и расположенный на берегу Принцессы Марты к западу от моря Лазарева. Он относится к прибрежно-шельфовым.

АБ второго типа сложены платформенными рифейскими комплексами. К ним относится Южнополюсный АБ, который расположен непосредственно у Южного полюса. Он находится между Трансантарктической СО и ГМ Шеклтона. Поверхность рельефа этого АБ местами опускается ниже уровня моря. В чехле АБ выделяется два этажа: нижний — рифейский и верхний — средне-позднепалеозойский раннемезозойский. Этот АБ вытянут в направлении к Земле Королевы Мод вдоль меридиана 0° и сливается с бассейном Котса. Последний протягивается в субширотном направлении от берегов моря Уэдделла примерно до 10° в. д. Нижняя часть разреза рассматриваемых структур сложена рифейскими образованиями и характеризуется особенностями адартезианского бассейна, а верхняя часть, представленная палеозойскими и мезозойскими отложениями, имеет признаки АБ. На значительную глубину (до 1 км) эти структуры должны быть промерзлыми, а глубже содержать пресные и соленые воды.

АБ третьего типа сложены преимущественно средне-позднепалеозойско-раннемезозойскими платформенными комплексами. Семь небольших бассейнов этого типа находятся между 10° з. д. и до 70° в. д. Среди них — небольшой прибрежно-шельфовый АБ моря Лазарева.

АБ четвертого типа образованы мезо-кайнозойскими недеформированными комплексами, заполняющими глубокие погружения фундамента в развивающихся седиментационных бассейнах.

К этому типу относятся прибрежно-шельфовый АБ моря Риссер-Ларсена, АБ Уилкса и Виктория. Все они открыты в сторону моря и большая их часть находится под его водами. Нижний этаж чехла АБ распространен неповсеместно. Он сложен средне-позднe-

палеозойскими-раннемезозойскими осадочно-вулканогенными породами. Верхний этаж распространен почти повсеместно и представлен мезо-кайнозойскими недеформированными комплексами. Рассматриваемые АБ относятся к криогенному типу. Ниже криолитозоны предполагается распространение соленых вод, поскольку большая часть АБ расположена ниже уровня моря.

АБ пятого типа — это небольшие узкие рифтовые бассейны, приуроченные к грабенам, сложенным позднемезозойскими (?) — кайнозойскими молассами, преимущественно континентальными, частично ледниково-морскими отложениями. Многие АБ рифтового типа открыты в сторону морей, омывающих берега Антарктиды, и соединяются с прибрежно-шельфовыми АБ. На континенте рифтовые АБ, если они не промерзлы до фундамента, могут содержать пресные воды, а на шельфе, по-видимому, преобладают соленые воды.

В Западной Антарктиде располагаются две гидрогеологические складчатые области — одна из них связана с позднедокембрийско-палеозойской складчатой системой гор Пенсакола-Элсуэрт, а другая с палеозойско-мезозойской складчатой системой Антарктического п-ова, Земли Элсуэрта и Земли Мэри Бэрд. В глубоких прогибах складчатых областей располагаются три крупные АБ — Росса, Ронне-Уэдделла и Амундсена. Все три АБ сложены позднемезозойско-кайнозойскими осадочными недеформированными отложениями, выполняющими глубокие погружения фундамента. АБ относятся к подледниковым, частью к прибрежно-шельфовым. Помимо этих АБ в пределах Западной Антарктиды находятся узкие, вытянутые в субмеридиональном и субширотном направлениях рифтовые бассейны, сложенные кайнозойскими молассами преимущественно континентальными ледниковыми, частично ледниково-морскими и вулканогенными.

В Антарктиде имеются четыре больших вулкана — Эребус, Терра-Нова, Террор и Бирд. Вулканы находятся в сольфатарной — фумарольной стадии. Наиболее сильно выделяются пары воды в районе вулканов Бирд и Эребус. Выходящие из многочисленных фумарол пары воды замерзают в воздухе и образуют ледяные насыпи — особый вид «отложений» источников, не известный на других континентах. Помимо указанных в Антарктике известны и другие действующие вулканы — в Восточной Антарктиде, на Земле Мэри Бэрд и на Антарктическом п-ове, на островах Балленн и Южных Шетландских [46].

Анализ имеющихся данных о гидрогеологии Антарктиды позволяет высказать соображения о том, что в пределах Антарктики будут обнаружены все три провинции минеральных вод, которые отличаются большим разнообразием температуры — от сверххолодных криопэгов до сверхгорячих фумарол.

Гидрогеологические структуры Антарктиды являются субгляциальными, а некоторые из них прибрежно-шельфовыми и субгляциально-субмаршинными.

Исключительно низкие температуры воздуха Антарктиды обус-

ловливают рекордно низкие температуры приповерхностных частей ледников и скальных пород. Так, в центральной части Антарктиды на высоте точки наблюдений 3933 м температура льда на глубине 15 м составляла —59,2 °С. И. Я. Баранов считает, что глубина промерзания коренных пород Антарктиды должна быть самой большой на Земле и составлять километры.

Минерализация подземных вод Антарктиды имеет, по-видимому, большой диапазон — от весьма пресных до соленых и рассолов — при разнообразном составе. Температура вод также различна — от отрицательно температурных криопэгов до горячих вод действующих вулканов. Наконец, газовый состав вод изменяется от азотного до углекислого и метанового.

Можно предполагать, что ряд гидрогеологических особенностей, характерных для хорошо изученных криогенных структур Восточной Сибири и Канады, будут установлены и в Антарктиде. В частности, в условиях пресноводного разреза должна формироваться максимальная мощность многолетней мерзлоты, а перед фронтом промерзания образовываться зона засоленных вод. В толщах, содержащих соленые воды, мощность мерзлоты должна быть меньше, но проявляется глубокое охлаждение соленых вод и рассолов формируются криопэги, распространенные на глубину в несколько километров. Промерзание водоносных горизонтов, видимо, должно способствовать образованию аномально высоких пластовых давлений, созданию напряженного гидродинамического режима.

Гидрогеология ледникового щита с присущими ему водами, шельфовыми ледниками Ронне, Росса и Эймери, а также ледниками Ламберта, Денмана и другими находится в стадии изучения. В основании ледникового покрова и в нижних его слоях залегают под- и внутриледниковые воды. В основании ледникового покрова в материковой части Антарктиды встречены пресные подледниковые озера, а на окраинах материка там, где ледники спускаются в океан,— криопэги. Сток ледниковым вод направлен от внутренних приподнятых частей Антарктиды к низким берегам и под ледниковые покровы на шельфах. В Восточной Антарктиде основные пути стока внутри- и подледниковых вод направлены к морям Уэдделла, Содружества, Моусона и д'Юрвиля. В Западной Антарктиде сток внутриледниковых вод направлен к морям Уэдделла, Беллинсгаузена, Амундсена и Росса. Внутриледниковые воды пресные, по-видимому, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые Шельфовые окончания ледников содержат соленые криопэги и низкотемпературные солевые и солоноватые воды.

В. Г. Аверьянов и Е. С. Короткевич в 1984 г. отметили вертикальную поясность льдообразования. Так, в основании ледникового покрова до отметки 100 м проявляется абляция (таяние снега) и сток талых вод; выше до отметок 500 м распространена фирновая зона, а еще выше до отметок 1400 м — снежно-фирновая зона льдообразования. Изотерма преобразования снега в лед соответствует средней годовой температуре воздуха — 10 °С.

Антарктида является очень интересным объектом климатических исследований, поскольку по составу и строению льда изучается история изменения климата в четвертичном периоде. Изотопными исследованиями льда, проведенными советскими и американскими учеными, установлено, что 50—20 тыс. лет назад температура воздуха на этом континенте была на 5 °С ниже, чем сейчас.

Все вышеуказанные положения по гидрогеологии Антарктиды подлежат дальнейшему уточнению по мере изучения этого оригинального в отношении подземных вод континента. Схема гидрогеологического строения Антарктиды (см. рис. 47) является прогнозной. В основу положена тектоническая карта Антарктиды, составленная Н. А. Божко и Т. П. Онофриюк.

Глава 19
ЗАПАДНОЕ ПОЛУШАРИЕ

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В состав Северной Америки входят также Центральная Америка, Канадский Арктический архипелаг и острова Вест-Индия. Берега Северной Америки и островов сильно расчленены. Глубоко вдается в сушу мелководный Гудзонов залив, оказывающий своими холодными водами и льдами огромное влияние на всю природу прилегающей территории.

С востока и запада Северная Америка ограждена от океанов горными сооружениями. На востоке — это Аппалачи, а на западе — Кордильеры. Между этими горными сооружениями располагаются низменности и равнины. Горы Канадского Арктического архипелага имеют отметки до 2926 м (на о. Элсмир), а Баффиновой Земли — до 2591 м. Значительными высотами отличается ледниковый покров Гренландии — до 3000 м и более. Горные ледники имеются также в высокогорных Кордильерах. Обширная низменность располагается по берегам Мексиканского залива, на п-ове Флорида и к востоку от Аппалачей до побережья Атлантического океана.

Климат Северной Америки отличается большим разнообразием, что определяется ее географическим положением и особенностями рельефа. Широтная зональность климата характеризуется изменением от арктического сурового холодного на севере до тропического на юге. Высотная климатическая поясность ярко проявляется в Кордильерах и в меньшей степени в Аппалачах. Отрицательные годовые температуры на севере Канады и Аляски обусловили широкое распространение здесь многолетней мерзлоты, а также оледенений на о. Гренландия и ледников в высокогорных районах Кордильер (см. рис. 12).

Распределение атмосферных осадков весьма неравномерно. Наименьшее их количество (не более 100 мм/год) выпадает в

некоторых межгорных впадинах Южных Кордильер. Малое количество осадков (до 200 мм/год) характерно для островов Канадского Арктического архипелага и для Северной Гренландии. Максимальное количество осадков (2000—3000 мм/год) отмечается на побережье Аляски и Канады, на северо-западе США и на островах Карибского моря и Мексиканского залива. Много осадков (до 2000 мм/год) выпадает на побережье Атлантического океана и в Аппалачах, а также в нижнем течении р. Миссисипи. Велико оно также в прибрежных районах Тихого океана.

Северная Америка богата речными водами. На ее севере протекает р. Юкон, берущая начало в Северных Кордильерах, пересекающая Аляску в широтном направлении и впадающая в Берингово море. Река Макензи впадает в море Бофорта на севере. К югу от Макензи располагается крупный бассейн рек Саскачеван и Нельсон с озерами Виннипег и др. Еще южнее находится один из наиболее крупных бассейнов — Миссисипский. Длина р. Миссисипи с ее притоком Миссури около 6420 км; река впадает в Мексиканский залив. Бассейн Миссисипи занимает $^1/_3$ территории США. Великие озера Северной Америки — Верхнее, Гурон, Мичиган, Эри, Онтарио имеют тектоно-ледниковое происхождение. Их воды поступают в р. Св. Лаврентия, впадающую в одноименный залив Атлантического оксана. Кроме упомянутых крупных рек на рассматриваемой территории формируется множество небольших рек, стекающих с Аппалачей в Атлантический океан и с Кордильер в Тихий океан. В северных районах имеется много пресных озер ледникового происхождения, а в Южных Кордильерах и в Центральной Америке образуются соленые озера, приуроченные к бессточным котловинам.

Главным тектоническим элементом территории является древняя Северо-Американская платформа, окруженная более молодыми складчатыми сооружениями каледонского, герцинского и альпийского возраста, приуроченными к побережьям Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов [44]. Северо-восточная часть платформы занята Канадским и Гренландским щитами, между которыми расположен Баффино-Лабрадорский прогиб. Щиты сложены метаморфическими и изверженными породами докембрия. Поверхность кристаллического фундамента неровная. К ее понижениям приурочено несколько неглубоких, но обширных синеклиз, выполненных палеозойскими отложениями. В южном, юго-западном и западном направлениях поверхность Канадского щита перекрыта различными по составу отложениями фанерозоя. На юге они образуют плиту Мидконтинента, а на западе — плиту Великих Равнин. Плиты осложнены впадинами с мощностью осадочного чехла до 3 км, реже более. Мощность осадочных пород в краевых и предгорных прогибах возрастает до 8 км и более.

К каледонской складчатой зоне относятся северное и восточное побережья Гренландии и Северные Аппалачи. Южные Аппалачи и Уошитская горная система относятся к герцинской складчатости. Восточнее и южнее их расположены эпигерцинские

плиты — Приатлантическая и Примексиканская, уходящие под воды Саргассова моря и Мексиканского залива. На западе Северо-Американской платформы и вдоль берегов Тихого океана прослеживается обширный Кордильерский пояс альпийской складчатости с интенсивным проявлением кайнозойского вулканизма. Действующие вулканы известны на Алеутских островах, Аляске и в Центральной Америке. Следы недавно действовавших вулканов сохранились во многих районах Кордильер. В пределах шельфовой области, окружающей материк, наблюдается продолжение структур, распространенных на суше.

Структурно-гидрогеологическое районирование Северной Америки представлено на рис. 48. Гидрогеологические массивы расположены по окраинам материка — древнейшие и древние на востоке, молодые на западе. Большинство артезианских структур находится в центральной части Северной Америки и тяготеет к полосе субмеридионального простирания, вытянутой с север-северо-запада на юг-юго-восток. Во внутриконтинентальной части этой полосы ведущую роль в чехле АБ играют палеозойские отложения. На северной и южной ее окраинах главное место в чехле АБ принадлежит мезозойским толщам. В морях, омывающих континент с севера, и в приатлантической его части прослеживаются субмаршинные и семимаринные АБ, отличающиеся весьма большими размерами.

В пределах рассматриваемой территории выделяются Гренландско-Канадская и Аппалачская СО, Кордильерский складчатый пояс и Северо-Американская АО, а также сложный Мексиканский прибрежно-шельфовый АБ, система прибрежно-шельфовых АБ побережья Атлантического океана, приарктической области материка и островов Канадского Арктического архипелага. Ниже рассмотрены основные особенности выделенных областей.

Гренландско-Канадская СО занимает северо-восточную часть Северной Америки. Она состоит из южной части, лишенной подземной криосферы, северной части значительных размеров с развитием в ее пределах непрерывной подземной криосферы и северо-восточной субгляциальной части, расположенной в Гренландии под ледниковым покровом. В плейстоцене вся СО была покрыта ледником, который нарушил доледниковую гидрографическую сеть, оставил многочисленные озера, перекаты и подпружиненные реки. СО является внешней областью питания АБ, примыкающих к ней с запада, юга и юго-востока. В пределах СО в понижениях поверхности кристаллических пород находятся артезианские бассейны, образованные палеозойскими отложениями; среди них наиболее крупными являются Баффино-Лабрадорский и Гудзонов АБ, а также АБ Мелвилл-Виктории и Джон-Ланкастер, расположенные в области прогибания на стыке Канадского щита и палеозойских складчатых структур.

Подземные воды Гренландско-Канадской СО приурочены к гранитам, гнейсам и кристаллическим сланцам. Это — трещинные

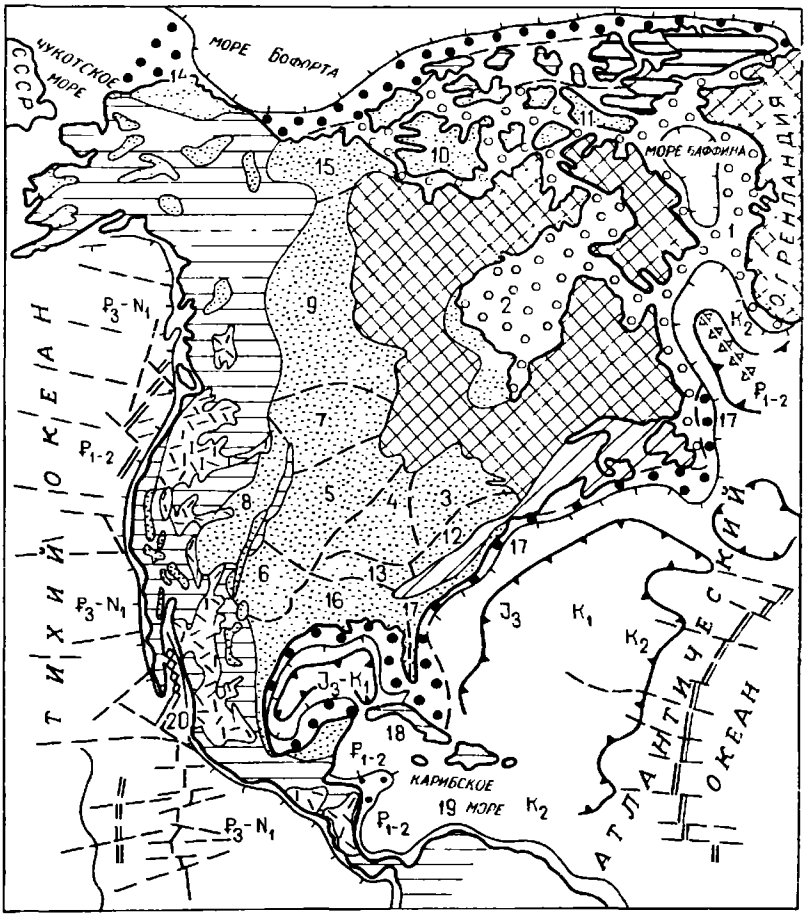


Рис. 48 Схема гидрогеологического районирования Северной Америки.

1—2 — наиболее крупные артезианские бассейны, расположенные во впадинах и грабенах Канадского и Гренландского щитов (1 — Баффино-Лабрадорский, 2 — Гудзонов); 3—7 — то же, находящихся в пределах Северо-Американской плиты (3 — Мичиганский, 4 — Иллинойсский; 5 — Миссурийский, 6 — Пермский, 7 — Уиллистонский); 8 — то же, структур эпиплатформенной активизации зон Ричардсона-Франклина и Скалистых гор (Колорадские); 9—13 — то же, областей прогибания на стыке платформ и горно-складчатых сооружений (9 — Западно-Канадский, 10 — Мелвилл-Викторин, 11 — Джон-Ланкастер, 12 — Предаппалачский, 13 — Предуошитский); 14—20 — то же, областей прогибания на стыке океанических и континентальных структур (14 — Арктического склона Аляски, 15 — Бофорта, 16 — Мексиканского залива, 17 — Приатлантический, 18 — Юкатанский, 19 — Колумбийский, 20 — Калифорнийский). Условные обозначения см. на рис. 13

воды зон выветривания, тектонических нарушений и продуктов выветривания пород фундамента. Кроме того широко распространены поровые воды в моренных, аллювиальных и озерных отложениях, залегающих на фундаменте.

О. Мейнцер, обобщая опыт бурения скважин на воду в гранитах, не рекомендует бурить скважины глубже 60 м. Он отме-

чает, что 90 % скважин обнаружили воду в гранитах в количестве, достаточной для нужд одного семейства. Добыча воды при этом производится неглубокими колодцами большого диаметра, колодцами с боковыми лучевыми фильтрами, а также скважинами.

Наибольшее количество воды получают из колодцев, заложенных в «плаще выветривания» на значительную глубину с лучевыми фильтрами, и из скважин, заложенных на дне долин. В общем дебит источников и скважин невелик — изредка он достигает 10 л/с. Вода обычно пресная, удовлетворительного качества. Но в отдельных случаях вскрыты соленые воды, происхождение которых связано с проникновением соленых вод из смежных артезианских бассейнов, с интрузиями или трансгрессиями морских вод. Помимо кристаллических пород фундамента, грунтовые воды вскрываются колодцами во флювиогляциальных песках, в речных и озерных отложениях. Ресурсы этих вод обычно невелики, а минерализация не превышает 0,3 г/л.

В трещиноватых кристаллических породах фундамента грунтово-трещинные воды залегают на глубине до 100 м. При слабой трещиноватости пород фундамента дебит источников и скважин небольшой. Подземные воды пресные, гидрокарбонатные, кальциево-магниевые.

С глубиной минерализация вод растет (табл. 21). Так, при разработке золоторудного месторождения в провинции Онтарио шахтой Андерсил в архейских граувакках и сланцах до глубины 500 м обнаруживались только пресные воды. Глубже стали вскрываться соленые воды, а затем в ствол шахты из трещинной зоны проникли газонасыщенные рассолы хлоридного натриевого состава. Рассолы хлоридного кальциевого и натриевого состава широко распространены в глубоких зонах Канадского щита, что установлено при разведке и эксплуатации многих месторождений, расположенных в бассейне р. Старджен, на о. Силвер (оз. Верхнее), в Мичиганском железорудном районе и др. Происхождение хлоридных кальциевых рассолов М. С. Гуревич объяснял восходящей миграцией подземных вод и взаимодействием хлоридных натриевых вод с изверженными породами в присутствии углекислоты. И. Ф. Вовк [8] разработал радиолитическую модель преобразования древних соленых вод седиментационного происхождения в рассолы. Модель основана на том, что процессы радиоактивного распада протекают повсеместно и на территориях древних щитов весьма длительное время (более 1 млрд. лет). В условиях затрудненного водообмена разложение воды или, другими словами, потеря растворителя, приводит к росту минерализации вод и образованию рассолов. С. Фрайп и П. Фритц считают, что большинство катионов в рассолах контролируется составом пород, а хлор-ион и бром являются реликтами предыдущих эпох. Воды с минерализацией до 2 г/л они относят к метеогенным, с минерализацией 2—10 г/л — к водам выщелачивания, а с минерализацией 10—100 г/л — к седиментогенным. Из сказанного следует, что проблема формирования рассолов на Канадском щите, как и на

Таблица 21. **Химический состав подземных вод Канадского щита (по С. Фрайну и П. Фритцу)**

Минерализация вод, г/л	Глубина опробования, м	Температура вод, °С	pH	Преобладающие ионы	
				катионы	анионы
101–325	1220—1600	18—22	6,5—6,9	Ca, Na	Cl
18–95	610—1494	17–22	6,3—8.2	Na	Cl
1,7–8,8	335–550	9–12,5	6,3–6,9	Na, Mg	SO_4, Cl
0,1—0,85	50—175	3,5—10	6,2–7,5	Ca, Na, Mg	HCO_3

Продолжение

Содержание брома, г/л	$\delta^{18}O$, ‰ (SMOW)	$\delta^{2}H$, ‰ (SMOW)	Содержание трития, ТЕ
0,63–1,53	—10,9. . .—19,1	—33. . .—105	3—41
0,08–0,76	—10,4. . .—23	—43. . .—163	3—120
—	—11,9. . .—20,4	—82. . .—163	55—422
—	—11,5. . .—19,6	—85. . .—161	3—111

других древних щитах планеты (Балтийский, Австралийский, Украинский и т. д.), не имеет однозначного решения и продолжает интенсивно изучаться.

В кристаллических породах Канадского щита, так же как Балтийского и Украинского, отмечаются интенсивные газопроявления метана с примесью водорода. В упоминавшейся шахте Андерсил наряду с метаном встречен углекислый газ.

Бо́льшая северная часть Гренландско-Канадской СО находится в зоне подземной криосферы. Максимальная мощность мерзлой зоны в Канаде составляет 305 м в пос. Райкин-Инлет к северо-западу от Гудзонова залива, 400 м в пос. Резолют на крайнем севере территории (южный берег о. Корнуолис) и 457 м — в пос. Винте-Харбор. Зимой в этой части ГМ речная сеть промерзает. Для водоснабжения представляют интерес подрусловые воды речной сети, воды подозерных таликов и подмерзлотные воды пород фундамента.

Остров Гренландия покрыт ледовым покровом, образовавшимся 2—4 млн. лет назад. Мощность льда в центре массива достигает 3 км. Подледный рельеф острова имеет форму чашеобразной впадины с близкими к уровню моря отметками. Размеры ледового покрова неоднократно увеличивались и уменьшались. В настоящее время ледниковые языки отступают. Гидрогеология острова не ясна. Установлено лишь, что на побережье в трещиноватых породах залегают трещинно-грунтовые воды, которые могут быть использованы для обеспечения водой небольших хо-

зяйств. В юго-восточной части Гренландии летом текут быстрые, но мелкие реки. Все побережье острова гористое и сильно расчлененное. Гренландию можно рассматривать как обширную систему субгляциальных гидрогеологических массивов.

Артезианские бассейны в пределах Гренландско-Канадской СО изучены слабо, поскольку они в основном скрыты под уровнем моря, а там, где выходят на поверхность, скованы сверху мерзлотой. Мощность чехла колеблется от нескольких километров в Гудзоновом АБ до 11 км в АБ Баффино-Лабрадорском и Джон-Ланкастер. В Баффино-Лабрадорском АБ отмечена нефтегазоносность, приуроченная к отложениям кайнозоя и мезозоя. В Свердрупском нефтегазоносном бассейне, расположенном на островах Канадского Арктического архипелага, продуктивные горизонты связаны с отложениями мезозоя и палеозоя.

В рассматриваемых АБ широко распространены солевые воды морского генезиса. В глубокозалегающих ВК, по-видимому, имеются рассолы, так как в АБ на севере Канадского щита проявляется гипсово-ангидритовый диапиризм, в частности, в антиклинальных зонах островов Севрдрупа. Мощные эвапоритовые толщи залегают в нижней части АБ, в пенсильванских отложениях (карбон).

Аппалачская СО располагается на востоке Северной Америки и протягивается на 3000 км от о. Ньюфаундленда на севере до р. Алабамы на юге. Ширина СО достигает 600 км. В основном это среднегорная страна с преобладающими отметками гор на о. Ньюфаундленде 814 м, в средней части 1481—1628 м и на юге 734—2037 м. Следует отметить, что в провинции «Хребтов и Долин», выделяемой на северо-западе Аппалачей, четко фиксируется связь устойчивости пород к выветриванию с формами рельефа. Хребты сложены, как правило, песчаниками и кварцитами, а долины — известняками. В Канаде рассматриваемая область представлена не только горами, но включает и часть залива Св. Лаврентия, низменные острова Принц Эдуард и Магдалена, а также низменности на о. Ньюфаундленде и др.

Большинство рек текут в сторону Атлантического океана и имеют, как глубокая долина р. Гудзона, субмеридиональное или меридиональное направление. Реки северо-западного склона, например р. Теннесси, попадают в бассейн р. Огайо.

Климат СО влажный гумидный континентальный, количество атмосферных осадков достигает 1000 мм/год, с максимумом в восточной части СО, обращенной к Атлантическому океану.

В геологическом строении Аппалачской СО принимают участие граниты и гнейсы, смятые в складки консолидированные докембрийские и палеозойские осадочные и вулканогенные породы, а также песчаники и базальты триаса. Широко представлены и покровные отложения — плейстоценовые и современные морские, ледниковые и аллювиальные.

В консолидированном фундаменте СО выделяется три этажа. Нижний этаж представлен породами докаменноугольного возра-

ста — гранитами, гнейсами, метаморфическими сланцами и другими консолидированными осадочными. Средний этаж отделен от нижнего крупным несогласием, а сложен песчаниками, глинистыми сланцами, карбонатными породами, гипсом и ангидритом, каменной солью, аргиллитами и другими породами каменноугольного и пермского возраста. Крупное несогласие отделяет средний этаж от верхнего — песчаников и глинистых сланцев и базальтовых покровов триаса.

Подземные воды фундамента залегают в трещинах зоны выветривания. Интенсивность выветривания и мощность этой зоны в породах верхнего этажа значительно больше, чем в нижних, поскольку выветривание более слабых пород этого этажа привело к образованию элювиальных глин значительной мощности. Оптимальная глубина скважин на трещинные воды зоны выветривания в гранитах, по Э. Э. Эллису, не превышает 75 м. Он считает, что в кристаллических сланцах она равна примерно 33 м при среднем дебите 0,8 л/с, для гнейсов эти значения соответственно составляют 40 м и примерно 0,7 л/с. В Канаде подземные воды фундамента обычно извлекаются неглубокими скважинами и колодцами глубиной до 20 м. Водоносность песчаников и карбонатных пород фундамента изменяется в более широких пределах.

Трещинно-грунтовые воды обычно пресные, гидрокарбонатного кальциевого и магниевого состава. Во многих случаях качество подземных вод является неудовлетворительным. С глубиной пресные воды нередко сменяются солоноватыми и солеными, непригодными для употребления, сульфатного и хлоридого состава, обусловленного растворением и выщелачиванием соленосных и гипсоносных пород карбона. В ряде районов в подземных водах фундамента отмечается повышенное содержание железа и марганца, урана и радия, продуктов поверхностного загрязнения, азота и т. п.

Ниже приводятся некоторые сведения по гидрогеологии отдельных районов Аппалачей. На крайнем севере Аппалачей СО (В Канаде) развиты граниты палеозоя, пермские, триасовые и четвертичные отложения. В связи с соленосностью пермских отложений их подземные воды характеризуются повышенным содержанием сульфатов и хлоридов. Четвертичные отложения представлены песками, гравием и галечниками мощностью 30—60 м и более, изредка до 160 м. Воды этих отложений гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 200—500 мг/л. При откачках из скважин вблизи морского побережья отмечаются интрузии соленых морских вод.

В Новой Англии (север Аппалачей в пределах США) отбор подземных вод в 1975 г. составил $83 \cdot 10^3$ м^3, что удовлетворило общую потребность в воде на 12 %. Подземные воды здесь приурочены к породам фундамента и отличаются хорошим качеством. Дебит отдельных скважин составляет не менее 3 л/с. Но главные эксплуатационные запасы вод этого района сосредоточены в рых-

лых покровных отложениях, среди которых наиболее продуктивны песчано-гравийные ледниковые. В целом эксплуатационные запасы пресных подземных вод в районе оцениваются величиной в $10{,}2 \cdot 10^3$ м³/сут. В 60-е годы, когда появились признаки истощения запасов подземных вод, водозабор из этого источника водоснабжения был ограничен. В последующие годы возникла опасность загрязнения подземных вод промышленными отходами.

Южнее, в центральной части штата Мэриленд, к северо-западу от г. Вашингтона, основными водовмещающими породами являются осадочные и кристаллические породы триаса. Питание подземных вод происходит здесь за счет атмосферных осадков (до 1067 мм/год). Большинство скважин имеют глубину 20—30 м, их удельный дебит в среднем составляет 0,028—0,033 л/с. Водопроводимость трещинных зон кристаллических пород оценивается примерно в 3,5 м²/сут, осадочных пород триаса 1,7 м²/сут. Общий отбор подземных вод составляет 1968 м³/сут. В засушливые годы дебит скважин снижается до 36 % их первоначальной производительности. Отмечается повышенное содержание железа.

В Пенсильвании дебиты скважин, вскрывающих мощные (до 4200 м) карбонатные породы нижнего палеозоя, достигают 10 л/с. В песчаниках и сланцах они обычно меньше (2—4 л/с). Водопроводимость карбонатных пород палеозоя оценивается в 11—360 м²/сут, песчаников — в 13—72 м²/сут. Более водообильны скважины, заложенные в отрицательных элементах рельефа. Так, дебиты скважин в долинах рек в 9—20 раз выше, чем на водоразделах.

Качество подземных вод удовлетворительное. В подземных водах сланцев и граувакковых песчаников отмечается повышенное содержание железа и марганца — в среднем 0,77 и 0,33 мг/л соответственно. Воды известняков обладают повышенной жесткостью. В них отмечаются также высокие концентрации нитратов (в среднем 6,8 мг/л), что указывает на загрязнение водоносного горизонта. По данным О. Ллойда и Л. Каревелла, в округе Вильямспорт минерализация вод в известняках больше, чем в песчаниках, и соответственно составляет 400—500 и 94—264 мг/л.

Северная часть округа Камберленд (Пенсильвания) сложена глинистыми сланцами и граувакковыми песчаниками, южная — преимущественно карбонатными породами. Породы смяты в складки и разбиты разломами. Водопроводимость известняков колеблется от 45 до 1300 м²/сут, а сланцево-песчаных толщ меньше — около 20 м²/сут. Удельный дебит скважин в карбонатных и сланцево-песчаных породах достигает 17 и 3 л/с соответственно. Наибольший приток получен в зонах сильной трещиноватости и в понижениях рельефа.

Состав вод в карбонатных породах преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и магниевый, воды жесткие, pH 6,2—8,2. Некоторыми скважинами вскрыты воды с повышенным содержанием нитратов и отмечено бактериальное загрязнение. В водах

песчано-сланцевых пород отмечается повышенное содержание железа, марганца и сероводорода.

В Северной Каролине отмечается слабая водоносность сланцев триаса и гранитов Белых Гор Нью-Гэмпшира. Более перспективны на воду здесь аллювиальные пески и галечники, питающие скважины с дебитом до 28 л/с.

Поверхностные и подземные воды Аппалачской СО переливают на востоке в смежный Приатлантический АБ и в расположенные к западу от Аппалачей структуры Канадского щита и Предаппалачский АБ.

Кордильерский складчатый пояс охватывает западный горный район Северной и Центральной Америки. Он распространяется на Аляску и значительную часть Западной Канады, занимает около $^1/_3$ площади США и всю Центральную Америку, исключая п-ов Юкатан и побережье Карибского моря. Общая протяженность Кордильерского складчатого пояса свыше 9000 км, а ширина изменяется от 650 до 1600 км. На крайнем севере (Аляска) пояс простирается в широтном направлении и отделяется Беренговым проливом от СО Чукотки. В центральной части пояс вытянут в субмеридиональном, а на крайнем юге — в юго-восточном направлениях.

Геологическое строение Кордильер весьма сложное. В основном это область мезозойской и кайнозойской складчатостей. В ней преобладают породы юрского, мелового и кайнозойского возраста, разнообразного состава и генезиса. Палеозойские и более древние породы имеют подчиненное положение. Широко распространены молодые покровы вулканических лав, а также молодые, в том числе действующие вулканы. Широкое распространение горячих источников обусловлено сейсмичностью СО и наличием молодых протяженных разломов.

Аляска является крайним северо-западным регионом Кордильерского пояса (рис. 49). В ее пределах находятся все три зоны подземной криосферы: непрерывная, прерывистая и островная. На севере Аляски мощность мерзлой зоны достигает 400 м, а температура —10 °С. Часто встречается лед, преимущественно в виде клиньев. С севера на юг условия питания и использования подземных вод становятся более благоприятными. На крайнем юге Аляски, на берегах Тихого океана мерзлая зона практически отсутствует.

Гидрогеологический массив хр. Брукс на севере Аляски сложен дислоцированными нижне- и среднепалеозойскими отложениями, образующими горст-антиклинорий. ГМ проморожен. Наибольший интерес представляют подмерзлотные воды в трещиноватых известняках и песчаниках. Известны также подрусловые и подозерные воды, воды холодных и горячих источников. Наибольший дебит (63 л/с) имеет источник Шублик на р. Коннинг, приуроченный к контакту известняков и песчаников. Температура его воды 6—8 °С. Источник функционирует весь год. Вода удовлетворительного качества.

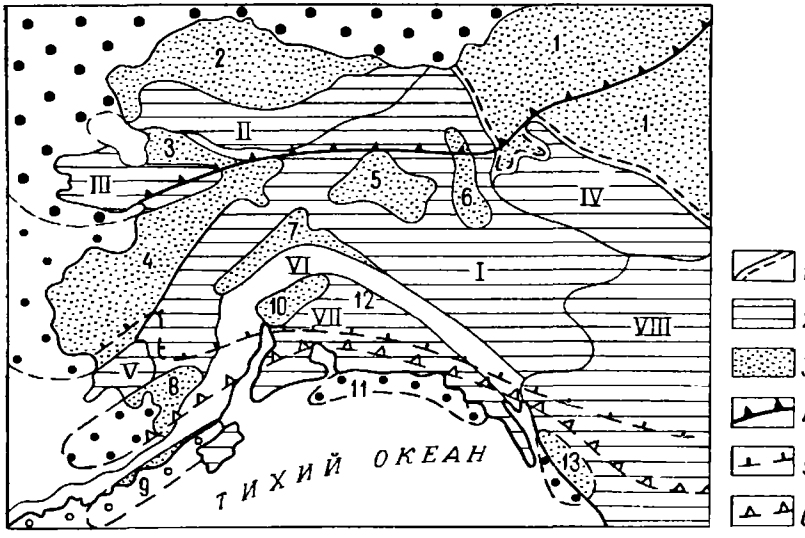


Рис. 49. Схема гидрогеологического районирования Аляски и примыкающих областей.

1 — границы гидрогеологических структур; *2* — гидрогеологические складчатые области и массивы (I — Юконская СО, II — ГМ хребта Брукс, III — ГМ полуостров Сьюард IV — ГМ Маккензи, V — ГМ Уклин, VI — Алеутско-Аляскинская СО, VII — ГМ Тихоокеанского окраинного хребта, VIII СО Скалистых гор); *3* — артезианские бассейны (1 — Бофорта, 2 — Арктического склона Аляски (Колвилл), 3 — Кобук, 4 — Нижнеюконский, 5 — Средне-юконский, 6 — Игл Плейн, 7 — Танана, 8 — Бристольский, 9 — Аляскинский, 10 — Залив Кука, 11 — Сент-Элиас, 12 — Коппер, 13 — Александра); *4—6* — южные границы распространения многолетней мерзлоты (*4* — сплошной; *5* — прерывистой, *6* — островной). Остальные условные обозначения см. на рис 13

Артезианский бассейн Арктического склона Аляски образован известняками карбона, терригенными отложениями перми и триаса, перекрытыми юрскими, меловыми и палеогеновыми породами. Бассейн этот сверху проморожен; скважинами вскрыты подмерзлотные солоноватые воды. АБ представляет большой интерес в отношении нефтеносности. Именно здесь находится крупное месторождение нефти (Прадхо-бей).

Гидрогеологический массив п-ова Сьюард диссимметричен в гидромерзлотном отношении. Северный его склон с непрерывномерзлой зоной мало перспективен в отношении подземных вод, южный склон с прерывистой мерзлой зоной более благоприятен в гидрогеологическом отношении. Перспективны трещинно-карстовые подмерзлотные воды в мраморах и известняках. Небольшие притоки дают трещинные воды в графитистых сланцах. Несомненный практический интерес представляют подрусловые воды и воды конусов выноса в песчано-гравийных отложениях больших рек. Некоторое значение имеют воды подозерных таликов там, где они залегают в песчано-гравийных отложениях. Невелико значение грунтовых вод в песчаных барах морских побережий.

К югу от ГМ хребта Брукса располагается огромная область гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов — Юкон-

ская. Она занимает всю центральную часть Аляски и Аляскинского хребта и сложена метаморфическими породами докембрия; в пределах области выделяется ряд впадин, выполненных чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Это АБ Кобук, Нижне- и Среднеюконский, Игл-Плейн, Танана и Бристольский.

В пределах Юконских ГМ наиболее водоносны мраморы и известняки, а также трещины разломов, к которым приурочены источники подземных вод. Более водообильны скважины, заложенные по долинам рек. Значительный интерес представляют подрусловые воды таликов крупных рек — Юкона, его притока р. Таланы и др. Так, одна из скважин, вскрывших подземные воды в аллювиальных песках и гравии, имела дебит до 7 л/с.

Трещинные воды на водоразделах питают малодебитные скважины. Хорошее качество воды и достаточное ее количество характерны для зандровых песков южнее р. Таланы. На террасах р. Кускоквим (юг области) вскрыты подмерзлотные воды в древних аллювиальных отложениях, а в пойме этой реки мерзлоты нет; мощность водоносных подрусловых аллювиальных отложений достигает 80 м.

Артезианские бассейны Юконской области с поверхности выполнены неоген-четвертичной молассой — грубообломочными отложениями. Бассейны представляют интерес в отношении артезианских вод, нефти и газа. В Бристольском АБ грунтовые и артезианские воды вскрыты скважинами на глубине 30—180 м; при этом более водообильны скважины вблизи предгорий и менее водообильны удаленные от гор, что обусловлено увеличением к центру бассейна р. Юкон глинистых примесей. Дебит одной из скважин достигает 8 л/с. Вода хорошего качества, но на глубинах свыше 180 м минерализация артезианских вод возрастает, и вода становится непригодной для питья. На побережье возможны интрузии морских вод.

Значительный интерес представляют многочисленные разломы, секущие Юконскую ГО. К разломам нередко приурочены крупные источники, в том числе и горячие. Так, в северном борту долины р. Танана в зоне нарушения, секущего гранитную интрузию, находится группа термальных источников. Температура термальных вод источников изменяется от 16 до 61 °С. Температура резервуара горячих вод на глубине по расчетам должна быть 137 °С. Источники используются для обогрева домов, парников и ирригации. Предполагаемая глубина циркуляции вод 2,5—4,5 км. В очагах разгрузки этих терм обнаружены аномалии по содержанию ртути и гелия.

Алеуто-Аляскинская СО образована молодыми, смятыми в складки отложениями и характеризуется многочисленными вулканогенными бассейнами, расположенными как на островах, так и в пределах материка. Среди этих ВБ есть и действующие вулканы. К югу от Аляскинской СО находятся АБ залива Кука и Аляскинский, перспективные на воду, нефть и газ. Сложены они

водоносными неоген-четвертичными грубыми осадками (моласс).

На северо-востоке Юконской области между ГМ Брукса и ГМ Макензи на участке изгиба пояса Кордильер располагается глубокая грабенообразная впадина — АБ Игл-Плейн — субмеридионального простирания, содержащая газонефтеносные и водоносные песчаники на глубинах более 1,2 км. Она образована отложениями палеозоя и мезозоя общей мощностью до 7 км.

К Аляске примыкает Канадская часть Кордильерского пояса. Она начинается ГМ Макензи на севере и протягивается до границы с США на юге. На востоке ГМ Макензи отделен узким меридиональным АБ Макензи от ГМ Франклин. В пределах АБ протекает р. Макензи. АБ выполнен палеозойскими и более молодыми отложениями. Он водоносен и нефтегазоносен.

Канадский регион Кордильер разделяется на три района, вытянутых в субмеридиональном направлении. Западный район представлен гидрогеологическими массивами Приморских и Каскадных гор и Тихоокеанских островов. Горы высокие, с альпийскими ледниками и снежниками. Восточный район включает ГМ Скалистых гор и холмов, высота которых несколько ниже. Между Восточным и Западным гидрогеологическими районами располагается Внутренний район, представленный небольшими горами и плато.

В Западном районе широко распространены трещинные воды гранитов и смятых в складки мезо- и кайнозойских пород, преимущественно терригенных. Для Восточного района характерно развитие архейских и особенно палеозойских пород с их трещинными и карстовыми водами. Для Внутреннего района типичны трещинные воды мезозойских пород и АБ, выполненные континентальными кайнозойскими отложениями.

В целом наименьшая водоносность отмечается на севере, умеренная — к югу от 55° с. ш. во Внутреннем районе и наибольшая — по долинам и в конусах выноса рек Колумбии, Фрейзера и др. Наблюдения за водоотливом в шахтах и рудниках Британской Колумбии показали, что в шахтах, где добывают цинк с глубин 240—275 м, притоки ничтожно малы, невелики они и в шахтах глубиной до 500 м, где добывают серебро. Начиная с глубин 700 м, притоки подземных вод в горные выработки увеличиваются. В шахте по добыче меди и цинка глубиной 1200 м приток вод превышает 20 тыс. м³/сут.

Состав грунтовых вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Встречаются минеральные и термальные источники с температурой до 65 °С. На юге в районе Ванкувера известен соленый источник с температурой 51 °С. Большинство вод горячих источников относится к гидрокарбонатно-натриевому типу, некоторые — к сульфатно-магниевому при минерализации в 5—12 г/л. К востоку от г. Вите-Орзе на р. Лард известны сульфатные кальциевые источники с температурой 43—49 °С. Термальные источники с температурой от 38 до 90 °С имеют преимущественно гидрокарбонатный и сульфатный кальциевый состав. Термальные и многие

холодные источники приурочены к зонам разломов, большинство которых субмеридионального простирания.

Южнее Аляскинского региона располагается Центральное звено Кордильерского пояса, которое охватывает бо́льшую часть территории США к западу от 104-го меридиана. На востоке его высятся Скалистые горы, которые представляют систему ГМ, в осевой части которой выходят на поверхность трещиноватые породы докембрия и палеозоя, прорванные гранитами. Трещинные воды ГМ и трещинно-жильные воды зоны разломов пресные, с повышенным содержанием кремнекислоты (30—50 мг/л) и общей минерализации до 300 мг/л. Источники трещинных вод из гранитов характеризуются дебитом до 2 л/с, иногда больше.

В прогибах между складками гор спокойно залегают кайнозойские отложения межгорных артезианских бассейнов, которые эксплуатируются буровыми скважинами с дебитом до 28 л/с. На глубинах 250—350 м вскрываются воды меловых горизонтов, а на 100—125 м — воды палеоген-неогеновых горизонтов. Общая минерализация вод 0,6—0,8 г/л и менее.

Основные водоносные горизонты горной области образованы песками и гравием, которые залегают на террасах и поймах рек. Высокодебитные источники вытекают из этих отложений во многих районах и, в частности, в Калифорнии.

К западу от Скалистых гор расположен Внутренний район, для которого характерно наличие маломощного покрова, образованного почти не смятыми в складки мезозойскими отложениями. Положение этого района соответствует бессточному Большому Бассейну осевой полосы Кордильер, в пределах которого выпадает мало атмосферных осадков и находится «Долина Смерти». Высокой водообильностью характеризуются мощные (до 3000 м и более) кайнозойские вулканические толщи в бассейне р. Колумбии и во впадине Снейк-Ривер. Дебит скважин, заложенных в бассейне р. Колумбии в базальтах, достигает больших величин.

В аллювиальных плиоценовых и плейстоценовых отложениях соленого оз. Бонвилл вскрыты пресные подземные напорные воды. Ежегодный отбор воды скважинами только в дельте р. Вебер составляет 25 млн. м³.

Большой бассейн Внутреннего района представляет собой систему многочисленных небольших межгорных артезианских бассейнов, выполненных неоген-четвертичной молассой, залегающей на более древних отложениях, составляющих нижний этаж АБ, нередко с наличием месторождений нефти и газа.

С молодыми разломами связаны выходы термальных вод. Гейзеры и горячие источники являются главной достопримечательностью Йеллоустонского национального парка, находящегося на границе штатов Вайоминг и Монтана. В парке насчитывается до 10 000 горячих источников. Среди них находятся гейзеры Гигант, Улей и Старый Служака, периодически извергающие фонтаны горячей воды. Гейзеры отлагают кремнистые и известковые туфы.

Состав их разнообразен. Наиболее горячие, поднимающиеся с больших глубин, хлоридные. В глубоких очагах температура вод достигает 200 °С и более.

В восточной части бассейна Снейк-Ривер находится крупный рифтовый АБ, приуроченный к грабену, выполненному лавой базальтов и риолитов, переслаивающихся с осадочными отложениями. Мощность четвертичной вулканогенно-осадочной толщи достигает 3050 м. Основным водоносным комплексом являются поровые, трещинные и каверновые базальты. Питание подземных вод АБ реализуется за счет атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод смежных районов. Подземные воды АБ широко используются для водоснабжения.

На севере штата Юта находится Большое Соленое озеро, в окрестностях которого известны термальные воды. Эти воды местами сильно минерализованы (до 250 г/л). Природа термальных вод инфильтрационная. Воды залегают на большой глубине в трещиноватых породах.

Вблизи г. Мидуэй (штат Юта) известна группа источников термальных вод, включающих также травертиновые конусы с горячей водой. Общий дебит источников составляет 225 л/с, температура воды 30—46 °С, выделяющиеся газы — углекислые. Термы представляют собой нагревшиеся на большой глубине инфильтрационные воды, область питания которых расположена на склонах хр. Уосач, сложенных карбонатными породами.

Термальные источники шт. Юта группируются в шесть зон; температура источников от 35,5 до 85 °С. Наибольшая глубина скважин, вскрывших термальные воды, 450 м. Эти термы приурочены к районам распространения вулканических пород четвертичного и палеоген-неогенового возраста. Источниками тепла являются вулканические и магматические процессы. Здесь различаются два типа горячего пара: сухой или перегретый пар и мокрый пар с горячей водой.

Штат Аризона расположен в аридной зоне США. По его территории протекают р. Колорадо (ее нижнее течение) и ее большие левые притоки Литл-Колорадо и Хила. Естественные возобновляемые ресурсы природных вод определены в 3,45 млрд. м^3/год. Из них 0,37 млрд. м^3/год, или 11 % приходится на подземные воды, которые в основном используются для питьевого и сельскохозяйственного водоснабжения. Грунтовые воды извлекаются из мощных водоносных горизонтов, образованных грубозернистыми песчано-гравийными аллювиальными отложениями. Отмечается быстрая восполняемость имеющихся водных запасов. Подземные воды долины р. Хила приурочены к аллювиальным отложениям, представленным песчано-гравийными отложениями. Минерализация грунтовых вод аллювиальных отложений обычно менее 1 г/л, но на некоторых участках достигает 15 г/л. Питание аллювиальных грунтовых вод осуществляется за счет поступления атмосферных осадков и речных вод, а также разгрузки в аллювий вод из дочетвертичных гори-

зонтов. Максимальный дебит мелких скважин, эксплуатирующих аллювиальные воды, составляет 380 л/с.

Подземные воды в коренных породах — песчано-глинистых, вулканогенных и карбонатных — вскрываются более глубокими скважинами на глубинах 60—150 м. Дебит глубоких скважин не превышает 1,3 л/с. Минерализация вод песчано-глинистых и вулканогенных отложений 0,1—0,5 г/л, а известняков — до 5 г/л.

На участке долин р. Вирджин (штат Аризона) на протяжении 10 км выходит группа источников с общим дебитом 1840 л/с при минерализации воды 2,24 г/л. Питание грунтовых вод в основном реализуется за счет поступления речных вод, отчасти атмосферных осадков и подземных вод более глубоко залегающих карбонатных пород.

На стыке складчатых структур южной части Скалистых гор и Северо-Американской плиты образовалась сложная система малых АБ, объединяемых под общим названием Колорадских (см. рис. 48). Среди них можно выделить (с востока на запад) АБ Денвер, Грин-Ривер, Уинта-Пайсенс, Парадокс, Сан-Хуан, Блэк-Меса-Кейпаровиц и др. Чехол этих АБ сложен терригенно-карбонатными отложениями палеозоя и нижнего мезозоя мощностью около 2 км и мезо-кайнозойским молассовым комплексом мощностью до 7 км. Некоторые из АБ, например Денвер, являются предгорными, построены асимметрично с более крутым западным крылом, примыкающим к Скалистым горам с запада и более пологим восточным крылом. Рассмотренные АБ относятся к нефтегазоносным. Промышленные скопления нефти и газа прослеживаются в отложениях различного возраста — от кембрия до палеогена. Насчитывается более 30 продуктивных горизонтов. Чаще всего они приурочены к песчаникам нижнего мела и карбонатным породам каменноугольного возраста.

Пресные воды приурочены преимущественно к песчано-глинистым отложениям кайнозоя. Мощность зоны пресных вод 200—300 м. Ниже широко распространены соленые воды сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией до 10 г/л. Крепкие рассолы распространены в АБ с галогенными отложениями. Так, в АБ Парадокс в галогенно-карбонатных породах каменноугольного возраста вскрыты рассолы с минерализацией до 428 г/л и более, с бромом, бором и железом.

Вдоль Тихоокеанского побережья вытянуты Береговые хребты, Каскадные и Калифорнийские горы, хребет Западная Сьерра-Мадре и другие горно-складчатые сооружения. Между ними расположено несколько довольно крупных АБ межгорного типа, сложенных кайнозойскими отложениями мощностью 10—15 км. В них вскрыты соленые метановые термальные воды. В Калифорнии и Мексике известны АБ с мощными четвертичными отложениями, которые содержат пресные воды и эксплуатируются в целях питьевого водоснабжения.

Особо следует остановиться на эпиорогенной рифтовой зоне, являющейся продолжением Восточно-Тихоокеанского рифтового

пояса и прослеживающейся на дне Калифорнийского залива и далее на суше до оз. Солтон-Си. Борта рифтовой зоны сложены вулканогенными и карбонатно-терригенными породами мелового и кайнозойского возраста. Сама рифтовая зона трассируется субаквальными и наземными выходами гидротерм и проявлениями четвертичного вулканизма. В устье Калифорнийского залива на глубине 2500 м обнаружены выходы флюидов с температурой 400 °С и давлением 27 МПа. Газы обогащены водородом и метаном, а донные отложения — сульфидами железа, цинка, свинца, меди, серебра, золота и других металлов.

Бурение в Калифорнийском заливе выявило два типа гидротермальных систем. Системы первого типа приурочены к относительно неглубоким базальтовым интрузиям в высокопористых отложениях; преобразование отложений и залегающих в них подземных вод происходит при температуре ниже 200 °С. Гидротермальная активность систем второго типа обусловлена крупными магматическими интрузиями на более значительных глубинах; для этих условий намечается восполнение гидротерм донными водами бассейна. Трещины и разломы морского дна являются путями движения растворов с температурой свыше 300 °С. Этот тип гидротермальной деятельности обусловил метаморфизм отложений до фации зеленых сланцев.

На суше к рифтовой зоне приурочено несколько гидротермальных систем. Наиболее известны среди них Серро-Прието и Солтон-Си. В центре первой из них находится вулкан того же названия. Месторождение Серро-Прието разбурено на глубину 3600 м. Вскрываемые флюиды имеют температуру до 367 °С. Избыточное давление над устьем скважин составляет 0,8—2,0 МПа, а удельное количество теплоты пароводяной смеси $-1{,}3 \cdot 10^6$ Дж/кг. Тепловые ресурсы месторождения использует ГеоТЭС мощностью 400 МВт. Следует отметить, что в Калифорнии уже действует несколько геоТЭС общей мощностью 1127 МВт, а к 2000 г. она возрастет до 5000 МВт.

Месторождение Солтон-Си разбурено на глубину 2,5 км. Максимальная температура 360 °С установлена на глубине 2,1 км. Энтальпия флюидов колеблется от $9{,}2 \cdot 10^5$ до $1{,}15 \cdot 10^6$ Дж. Вскипание и отделение пара происходит в приповерхностных условиях. В табл. 22 приведены данные о химическом составе вод рассмотренных месторождений [22].

Воды отличаются высокой минерализацией (особенно Солтон-Си), присутствием сероводорода (12—16 мг/л) и значительным содержанием многих микрокомпонентов, в том числе рудных (цинк, свинец, барий и др.).

Самое южное звено Кордильер, находящееся в Центральной Америке, характеризуется широким развитием ГМ и ВБ и подчиненным значением АБ. Последние располагаются между хребтами Восточная и Западная Сьерра-Мадре, а также в прибрежно-шельфовой зоне Тихого океана — АБ Теуантепек и Панамский.

Таблица 22. **Химический состав (%) флюидов Калифорнийской рифтовой зоны**

Компоненты и показатели	Серро-Прието	Солтон-Си	Компоненты и показатели	Серро-Прието	Солтон-Си
HCO_3	—	150	Rb	—	135
CO_3	1653	—	Cs	—	14
Cl	10420	155000	Ca	280	28000
J	3,1	18	Mg	8	54
F	—	15	Fe	0,2	2290
Br	14,1	120	HBO_3	70,9	2232
NH_4	—	409	H_2SiO_3	961,3	520
Na	5820	50400	Минерализация	19770	258000
K	1570	17500	pH	6,7	5,2
Li	19	215	*T*	340 °C	300 °C

Трансмексиканский вулканический пояс с многочисленными потухшими и немногими действующими вулканами прослеживается до Коста-Рики. Вблизи молодых вулканов температура вод достигает 245 °С. Геотермальные ресурсы, связанные с термальными водами, в Сальвадоре, Никарагуа, Гватемале и Коста-Рике оцениваются примерно в 200 МВт.

Наибольший интерес для водоснабжения представляют пресные воды верхних горизонтов АБ (например, Никарагуанского) и палеоген-неогеновых закарстованных толщ в Южной Мексике и Гватемале.

Северо-Американская артезианская область располагается между Канадской и Аппалачской СО на востоке и Кордильерским складчатым поясом на западе. На юге ограничена поднятиями Уошито, Льяно и Маратон, которые отделяют ее от расположенного южнее АБ Мексиканского залива. На севере АО контактирует с АБ Бофорта. Область разделяется на ряд артезианских бассейнов (см. рис. 48).

Западно-Канадский, или Макензи-Саскачеванский АБ находится между Канадским щитом на востоке и горами Макензи и Скалистыми на западе. Восточный борт АБ расположен на склоне щита, а западный — в пределах передового прогиба. Поэтому с востока на запад увеличивается крутизна залегания пород и мощность осадочного чехла с 200 м до 6 км.

Платформенный чехол образован отложениями фанерозоя. Палеозойский этаж представлен преимущественно карбонатными отложениями. Во впадинах Элк-Пойнт и Альберта распространены эвапориты. В мезозойском этаже преобладают песчано-глинистые отложения. Такие же особенности характерны и для кайнозойских отложений, среди которых наиболее широко распространены ледниковые, а палеоген-неогеновые встречены только в передовом прогибе.

Западно-Канадский АБ является богатейшим хранилищем нефти и газа. На его территории установлено более 300 место-

рождений нефти и более 650 — газа. Основные продуктивные горизонты приурочены к нижнему мелу и верхнему девону, но нефтегазоносность отмечается во всех толщах чехла, начиная с верхнего мела. Разведкой установлено несколько десятков коллекторов в песчаниках мезозоя, имеющих пористость 5—30 % и проницаемость 0,02—0,07, до 3,5 мкм². Только в верхнедевонской толще обнаружено около 40 коллекторов в известняках с пористостью 5—10 % и проницаемостью 0,100—1 мкм².

В палеозойских отложениях распространены преимущественно соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с повышенным содержанием брома и йода. Пресные воды встречены только на восточном борту АБ. Минерализация вод возрастает от 0,5 до 100 г/л и более с погружением мезозойских отложений. На нефтяных месторождениях Пембина и Джоаркан (район г. Эдмонтон) минерализация 80 г/л установлена соответственно на глубинах 1555 и 970 м в нижнемеловых отложениях. На глубинах 350—400 м в том же районе в верхнемеловых песчаниках вскрыты пресные воды. Производительность скважин достигает 5, 8 л/с.

Некоторый интерес представляют плейстоценовые и четвертичные ледниковые и аллювиальные пески и гравий, в которых на небольшой глубине (30—90 м) вскрываются пресные воды. При этом дебит скважин достигает 11,6 л/с при понижении уровня на 6—8 м. Вода в покровных отложениях пресная. Северная часть АБ промерзла. Подземные воды встречены в подрусловых и подозерных таликах, а также в подмерзлотных артезианских горизонтах, залегающих в меловых песчаниках.

Миссисипская группа АБ расположена в центре Северной Америки в бассейнах рек Миссисипи и Миссури. На востоке она граничит с Аппалачской СО и Канадским щитом, на западе — с Кордильерским поясом складчатых сооружений, на севере — Западно-Канадским, а на юге — с АБ Мексиканского залива.

Кристаллический фундамент рассматриваемой территории характеризуется наличием поднятий и впадин, что создает сложную мозаику в размещении положительных и отрицательных структур и присущих им артезианских бассейнов. Среди последних выделяются (см. рис. 48) Уиллистонский (на севере), Миссурийский (или Дакотский), Иллинойсский и Мичиганский (в центре) и Пермский (на юго-западе).

Чехол Миссисипской группы АБ представлен тремя этажами. Нижний этаж образован отложениями от верхнего кембрия до карбона включительно, в основном карбонатными, с подчиненными прослоями глин и песчаников. Они выходят на поверхность в центре и на востоке территории. Средний этаж чехла представлен терригенными, карбонатными и галогенными эвапоритами верхнего карбона, перми и триаса. Отмечается повышенная и высокая минерализация подземных вод этого гидрогеологического этажа, широко развитого в Пермском АБ. Верхний этаж чехла

в основном развит на западе. Он представлен преимущественно песчано-глинистыми отложениями юры, мела и палеогена. К нему также относятся флювиогляциальные и аллювиальные отложения, воды которых широко используются для водоснабжения.

Гидрогеология Уиллистонского АБ сходна с гидрогеологией Западно-Канадского, и поэтому отдельно не рассматривается. Ниже приводится краткая характеристика остальных АБ Миссисипской группы.

Мичиганский и Иллинойсский АБ расположены к югу от Великих озер. На кристаллических породах фундамента с их пресными трещинными водами залегает водоносный горизонт кембрийских песчаников мощностью до 150 м, получивший название «потсдамский». Он перекрывается толщей водоупорных глинистых отложений, на которых лежит второй снизу водоносный горизонт ордовикских песчаников, получивший название «песчаник Сент-Питер» мощностью до 60 м (в среднем около 30 м). Второй водоносный горизонт перекрыт глинистым водоупором, на котором залегают силурийские, затем маломощные девонские и, наконец, каменноугольные отложения большой мощности. Все слои падают на юг.

Водоносные горизонты кембрия и ордовика выходят на поверхность на севере АБ, где находится обширная область их питания. Отсюда подземные воды двигаются в южном направлении. Они извлекаются в огромном количестве скважинами глубиной от 10 до 930 м. Пресные воды залегают на глубинах до 500 м, реже более. Первоначально избыточное давление при самоизливе воды в некоторых скважинах достигало 2 МПа. Водоснабжение крупных промышленных районов Северо-Востока США (например, Чикаго) базируется на использовании вод нижнепалеозойских отложений.

В 1980 г. отбор воды из кембро-ордовикского комплекса в районе оз. Мичиган составил $6{,}95 \cdot 10^5$ м^3/сут, а снижение уровня вод достигло 275 м. Во избежание дальнейшей сработки уровня подземных вод предполагается организация водоснабжения частично за счет озерных ресурсов.

Значительная закарстованность проявляется в карбонатных отложениях силура на востоке штата Айова, где наблюдаются пещеры и другие крупные формы карста. Для этих пород характерна и высокая степень обводненности.

Отрицательные элементы рельефа ложа коренных пород выполнены песчано-гравийными отложениями ледникового происхождения мощностью 3—12 м. В них находятся пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые грунтовые воды.

Миссурийский, или Дакотский АБ получил двойное название потому, что он находится в пределах штата Дакота и в бассейне р. Миссури. В отличие от Мичиганского и Иллинойсского АБ, в рассматриваемой структуре для водоснабжения в основном используются воды меловых, палеогеновых и четвертичных горизонтов.

Среди них особое место занимает нижнемеловой водоносный горизонт дакотских песков и песчаников мощностью до 100 м. Песчаники выходят на поверхность на западе АБ в горах Биг-Хорн, Блэк-Хиллс и других отрогах Скалистых гор. Здесь на отметках около 2 км располагается основная область питания дакотского горизонта. В восточном направлении он погружается под мощный глинистый водоупор, на котором залегает верхнемеловой водоносный горизонт ларамийских песков и песчаников. В свою очередь меловые породы перекрыты песчано-глинистыми отложениями палеогена и четвертичными песками и гравием, содержащими пресные воды, вполне пригодные для водоснабжения.

Артезианские воды дакотского горизонта вскрываются на равнине на глубине 200—400 м и прослеживаются от Скалистых гор почти до Канадского щита. В долине Миссури дакотские песчаники питают многочисленные источники. В долинах р. Миссури и ее левого притока р. Джеймс скважины дают излив вод с избыточным давлением до 1,5 МПа. Воды дакотских водоносных песков и песчаников широко используются для ирригации и питьевого водоснабжения.

По данным С. Армстронга, подземные воды дакотского горизонта, залегающие в Северной Дакоте на глубинах 150—305 м, характеризуются положительным пьезометрическим уровнем. Дебит самоизливающих скважин составляет 0,6—3 л/с, а минерализация вод изменяется от 2,17 до 3,34 г/л. Дебит скважин, вскрывающих в том же районе водоносные ледниковые четвертичные отложения, составляет 32—95 л/с, минерализация вод 0,2—4,6 г/л.

Дакотские песчаники отделены от палеозойских водоносных комплексов триас-юрским водоупором мощностью 300—600 м. Палеозойские образования представлены песчано-глинистыми и соленосными отложениями перми, карбонатно-терригенными породами каменноугольного возраста, известняками и доломитами девона, ордовика, кембрия, а также песчаниками кембрия общей мощностью до 5 км. Палеозойские толщи обычно залегают глубоко, нефтегазоносны и содержат высокоминерализованные воды. По данным Р. Дингмана и Е. Енгино, в штате Канзас минерализация вод на глубине 225—600 м возрастает до 75 г/л, на глубине 600—900 м — до 190 г/л, а в интервале 900—1200 м — до 200 г/л. Рассолы относятся к хлор-кальциевому типу. В палеозойских отложениях открыто более 4000 месторождений нефти и более 1000 месторождений газа промышленного значения.

Пермский АБ расположен на юго-западе Северо-Американской АО. Его особенности определяются широким распространением соленосных пермских отложений и, соответственно, соленых вод и рассолов с минерализацией до 340 г/л. Многочисленные выходы соленых источников наблюдаются в долинах рек Ред-Ривер, Симаррон и их притоков. Рассолы выщелачивания, формирующиеся в верхней части разреза пермских отложений, отлича-

ются от седиментационных рассолов глубокозалегающих, часто нефтегазоносных горизонтов, меньшими значениями минерализации и содержаний брома и хлоридов кальция.

Пресные воды содержатся в известняках и песчаниках нижнего мела и в песчано-глинистых отложениях неогена — антропогена в центре АБ и в несоленосных породах палеозоя по окраинам АБ. Ресурсы пресных вод обычно невелики.

Предаппалачский и Предуошитский предгорные АБ имеют крутое восточное крыло и более пологое западное. АБ образованы мощной (до 13 000 м) толщей палеозойских пород, перекрытой четвертичными отложениями. В четвертичных отложениях и в верхней части палеозойского разреза вскрываются пресные воды, а на глубине — соленые и рассолы.

Приатлантический АБ занимает прибрежные равнины и прилегающую часть шельфа Атлантического океана. Фундамент АБ сложен интрузивными и метаморфическими породами палеозоя. На неровной поверхности фундамента, полого погружающейся на восток, залегает чехол, образованный меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 1000 м на суше и до 4500 м на шельфе.

Наибольшая обводненность пород фундамента отмечается в понижениях рельефа, особенно в долинах рек, где дебит скважин достигает 13 л/с (в среднем 2,3 л/с). Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, с повышенным до 0,3 мг/л содержанием железа.

Подземные воды чехла приурочены к водоносным пластам песков и песчаников, переслаивающихся с глинами. Подчиненное значение имеют пласты известняков. Дебиты скважин глубиной до 100 м достигают 120 л/с, а скважин глубиной 450 м значительно меньше — до 0,1 л/с. Кристаллические и вулканические породы питают скважины с дебитом до 24 л/с. Закарстованные пласты карбонатных пород обеспечивают дебит скважин до 60 л/с.

В сторону океана происходит замещение водоносных горизонтов менее водообильными и глинистыми, а пресные воды сменяются солеными. В южном направлении мощность карбонатных пород значительно возрастает. Так, в штате Джорджия на кристаллическом фундаменте залегает толща осадочных, преимущественно карбонатных пород от (предположительно) нижнего мела до голоцена включительно, мощностью до 4 км. В этой толще на глубине 0,5—1,5 м вскрыты гипсоносные (ангидритовые) мергели. Воды с минерализацией 25 г/л залегают на глубине 0,9—1,2 км, ниже они сменяются рассолами. В зоне разлома глубина залегания соленых вод и рассолов уменьшается до 0,5 км и менее. Наиболее минерализованные рассолы (до 200 г/л) вскрыты в приразломном грабене на глубине 2,3 км.

Общий поток подземных вод направлен в сторону Атлантического океана. Так, от г. Бьюфорд до г. Майами на юге Флориды

известно не менее шести точек, где наблюдается субмаринная разгрузка подземных вод. Наиболее известен субмаринный источник Кресент-Бич, расположенный в 4 км от берега г. Джексонвилла. Подземные воды вытекают из воронкообразного углубления диаметром около 15 м на дне моря на глубине 38 м. Дебит источника 1100 л/с. На о. Лонг-Айленд, расположенном в Атлантическом океане недалеко от Нью-Йорка, подземные воды движутся в направлении к океану и разгружаются на его дне (рис. 50). Средняя величина подземного стока в океан составляет примерно 68 тыс. м³/сут. Интенсивная откачка пресных вод влечет за собой интрузию океанских вод, засоление подземных вод и перемещение границы между пресными и солеными водами в глубь суши.

Приатлантический АБ отделяется от Мексиканского полуостровом Флорида, на котором особое значение приобретают кавернозные водоносные горизонты известняков мелового и кайнозойского возраста. Подземные воды карбонатных пород полуострова разгружаются в Атлантический океан и в Мексиканский залив.

Артезианский бассейн Мексиканского залива приурочен к обширной и сложной впадине и берегам. Фундамента АБ образован кристаллическими породами и смятыми в складки палеозойскими отложениями. Водоносные отложения чехла разделяются несогласием на два этажа. Нижний представлен пермским (условно), триасовыми и юрскими отложениями, в основном красноцветами и эвапоритами мощностью свыше 2 км. Вниз по падению верхнеюрские эвапориты замещаются толщей водоносных и нефтегазоносных переслаивающихся известняков, песчаников и глин. Выше залегает верхний этаж, представленный меловыми

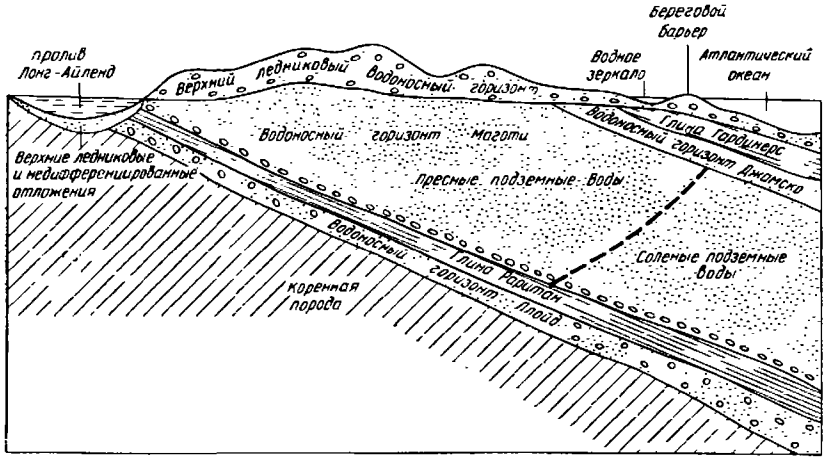


Рис. 50 Схема взаимодействия пресных и соленых вод в центральной части о. Лонг-Айленд (по Ф. Коэну)

и кайнозойскими карбонатными и терригенными водоносными породами. Во Флориде и Техасе выделяются слои водоносных кавернозных закарстованных известняков.

В долине р. Миссисипи от устья р. Огайо до Мексиканского залива залегают мощные отложения водообильных аллювиальных песков и гравия, подземные воды которых успешно используются для орошения и питьевого водоснабжения.

На северном крыле АБ водоносные меловые пески, песчаники, кавернозные известняки, переслаивающиеся с глинистыми сланцами, погружаются на юг в сторону Мексиканского залива. По сбросу, отделяющему плоскогорье (север) от приморской равнины (юг), выходят на поверхность подземные воды, питающие мощные пресные источники: Сан-Антонио с дебитом скважин до 280 л/с, Сан-Маркос с дебитом 3 тыс. л/с и Комель с дебитом свыше 12 тыс. л/с. Пресные воды приурочены к меловым, кайнозойским и четвертичным отложениям. Бóльшая часть водоносных горизонтов приурочена к пескам и гравию, а на западе и к карбонатным породам. Водоупорами являются глинистые и мергелистые породы.

В прибрежной полосе подземные воды засоляются морскими, проникающими во время приливов. Минерализация подземных пресных вод изменяется от 300 до 500 мг/л, состав их гидрокарбонатный кальциевый. Дебит скважин, вскрывших меловые породы, 11—14 л/с, палеоген-неогеновые 5,6—8,3 л/с и четвертичные аллювиальные 16,7—19,4 л/с при понижении уровня 10—12 м.

Наличие эвапоритов в нижнем этаже чехла АБ предопределяет увеличение минерализации вод до крепких рассолов на глубине. Это подтверждается бурением скважин в Мексиканском заливе. Так, на юго-западе штата Луизиана на глубине свыше 3 км вскрыты водоносные песчаники с минерализацией воды от 55 до 218 г/л. Соляпокупольные структуры в штате Луизиана разрабатываются шахтами для добычи соли. В пределах участков солянокупольных структур мигрируют рассолы хлоридные натриево-кальциевые с малым содержанием редких компонентов, но высоким — брома и калия. Предполагается, что происхождение этих рассолов связано со смешением морских вод с седиментационными.

Южная окраина Мексиканского АБ захватывает о. Куба, где она представлена Северо-Кубинским прибрежно-шельфовым АБ, сложенным преимущественно карбонатными и вулканогенными мезо-кайнозойскими породами общей мощностью до 4000 м и более. Чехол залегает на изверженных и метаморфических породах фундамента. Отложения чехла не только водоносны, но и нефтеносны.

К западу от Кубы этот АБ прослеживается на полуострове Юкатан, для которого характерно развитие карста в карбонатных породах мела, отличающихся очень высокой обводненностью.

В Северной Америке естественный режим подземных вод в значительной степени нарушен. Отбор подземных вод постоянно

растет, образуются обширные депрессионные воронки площадью в несколько тысяч квадратных километров и с понижением уровня до 300 м. Особенно ярко эти процессы проявились на территории США. В 1950 г. общий отбор подземных вод составлял здесь 132 тыс. м³/сут, а в 1980 г. — 333 тыс. м³/сут (37 % общего водопотребления). Причем тенденция роста водоотбора сохраняется и в последующие годы. Наиболее интенсивно эксплуатируются подземные воды в штатах Аризона (2,3 л/(с·км²)), Нью-Джерси и Небраска (1,7 л/(с·км²)). На Аляске же величина модуля составляет всего лишь 0·001 л/(с·км²). В среднем по США она равна 0,44 л/(с·км²). Характеристика гидрогеологических параметров дана в табл. 23. Наиболее благоприятные условия для накопления подземных вод наблюдаются в карбонатных породах полуострова Флорида и в лавовых потоках Колумбийского плато. Значительно хуже в этом отношении обстановка в метаморфических породах Скалистых гор и трещиноватых породах плато Колорадо.

В большинстве АБ мощность зоны пресных вод не превышает 150 м (Уиллистонский, Пермский, Колорадский и др.). Мощность зоны пресных вод более 500 м наблюдается в Миссурийском,

Таблица 23. **Водопроводимость пород и производительность скважин некоторых районов США [45]**

Район	Водовмещающие породы	Водопроводимость, м²/сут	Дебит скважин, л/с
Северная часть Скалистых гор	Трещиноватые, аллювиальные и ледниковые отложения	До 100	0,6—6,6
Большой Бассейн осевой полосы Кордильер	Маломощные аллювиальные трещиноватые	20—20 000	6,6—333
Колумбийское плато	Эффузивные	2000—500 000	6,6—1333
Плато Колорадо	Трещиноватые осадочные	0,5—100	0,6—33
Высокие Равнины	Мощные аллювиальные и трещиноватые осадочные	1000—10 000	6,6—166
Гляциальный центральный район (север США)	Гляциальные трещиноватые осадочные	100—2 000	3,3—33
Блуридж (район Аппалачей)	Трещиноватые кристаллические и метаморфические	9—200	3,3—33
Атлантическое побережье	Пески, нл, глины	50—10 000	6,6—333
Полуостров Флорида	Маломощные пески и глины, залегающие на карбонатных породах	1000—100 000	66—1333
Аллювиальные долины крупных рек США	Песчаные и гравийные	200—50 000	6,6—333
Аляска	Гляциальные и аллювиальные	100—10 000	0,6—66

Приатлантическом и АБ Мексиканского залива. Как правило, на глубинах 500—1000 м воды приобретают минерализацию около 35 г/л. Глубже распространены преимущественно рассолы.

Во многих районах Северной Америки наблюдается интенсивное загрязнение подземных вод верхних горизонтов отходами промышленности и сельского хозяйства. Особенно большой вред наносят выбросы промышленных предприятий, способствующие образованию кислотных дождей (pH<5,6) на большей части материка. Возрастает число различных загрязнителей подземных вод, особенно органических, микробиологических и металлов. На рис. 51 показаны основные районы загрязнения подземных вод и его источники для территории США.

В Северной Америке распространены разнообразные типы минеральных вод. Провинция углекислых вод тяготеет к Кордильерскому складчатому поясу. Наибольшее количество проявлений высокотермальных углекислых вод приурочено к Калифорнийской рифтовой зоне и районам современного вулканизма (Центральная Америка, Колумбийское плато, Алеутско-Аляскинская зона). Провинция азотных терм располагается по окраинам Кордильерского пояса и в Аппалачах [46]. Провинция азотно-

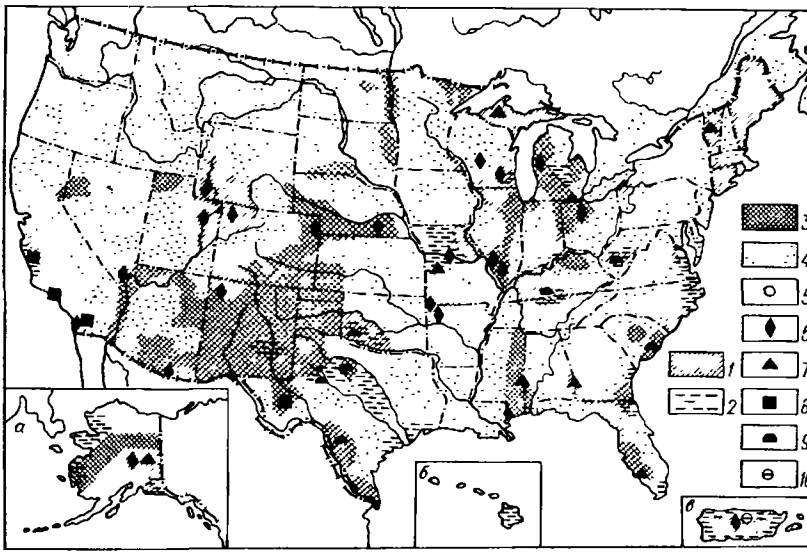


Рис. 51. Загрязнение подземных вод США [43].

1 — районы значительного загрязнения; *2* — районы повышенной солености подземных вод (природное происхождение или проникновение соленых вод); *3* — территории с высокими уровнями содержания минеральных или других растворимых веществ; *4* — районы незначительного загрязнения; *5—10* — источники загрязнения (*5* — хозяйственно-бытовые и промышленные сточные воды, включая загрязнение в зонах добычи нефти и газа; *6* — промышленные стоки, содержащие токсические вещества, *7* — подземные захоронения отходов, *8* — ирригационные возвратные воды, *9* — бурение скважин, дноуглубительные работы и создание дренажных систем, *10* — проникновение промышленных сточных вод по затрубным частям скважин). *а* — Аляска; *б* — Гавайские о-ва; *в* — Карибский АБ

метановых минеральных вод захватывает большинство АБ. Соленые воды и рассолы этих районов содержат повышенные количества йода, брома и других компонентов.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

На западе Южной Америки расположена молодая система горных сооружений Анд с высотами до 6960 м (гора Аконкагуа). Восток материка занят древними сглаженными нагорьями с высотами до 3 км, сложенными в основном кристаллическими породами. Центр Южной Америки представлен низменностями и равнинами, к которым приурочены главные бассейны стока рек Ориноко (на севере), Амазонки (в приэкваториальной части) и Параны (на юге).

Климат континента весьма разнообразен — от постоянно влажного, жаркого экваториального в бассейне р. Амазонки до сурового холодного в Южной Патагонии, где морозы достигают —35 °С, а заморозки на высоких плато наблюдаются даже летом. Широтная климатическая зональность, так хорошо выраженная в восточной части Южной Америки, на западе ее, в Андах, сменяется сложной широтной и высотной поясной зональностями. Вместе с тем отмечается большая влажность восточных склонов, обращенных к Атлантическому океану. На вершинах высоких гор в экваториальной части Анд находятся ледники. Снеговая линия в южном направлении снижается с отметок 4,7—6,3 км в приэкваториальной части Анд до 3,1 км на 34—35° ю. ш. и до 0,9—0,7 км на крайнем юге (Огненная Земля). Наряду с поверхностным оледенением на вершинах гор отмечается и подземное оледенение (вечная мерзлота).

Крупные реки расположены в восточной части материка — Ориноко, Амазонка, Парана и другие впадают в Атлантический океан. В Тихий океан стекают с Анд небольшие горные реки. Между восточными и западными цепями Анд находятся слабо увлажняемые области с внутренним стоком в озера Титикака и Поопо.

Геологическое строение характеризуется наличием Бразильской древней платформы, которая на востоке занимает бо́льшую часть континента. Основными структурными элементами ее являются Гвианский, Западно-Бразильский и Восточно-Бразильский щиты, синеклизы Амазонская, Парнаиба и Параны, а также прогиб Чако-Пампа. На юге располагается Патагонская платформа с каледонским складчатым основанием. На западе протягивается пояс альпийской складчатой системы Анд, длина которой 9000 км и ширина 500—700 км. Горная система Анд отделяется от платформы Предандийскими предгорными прогибами. Платформенный чехол Южной Америки характеризуется преобладанием континентальных отложений. Среди морских отложений преобладают терригенные. Большое развитие получили траппы в платформенном чехле Бразильской платформы (синеклизы Парана,

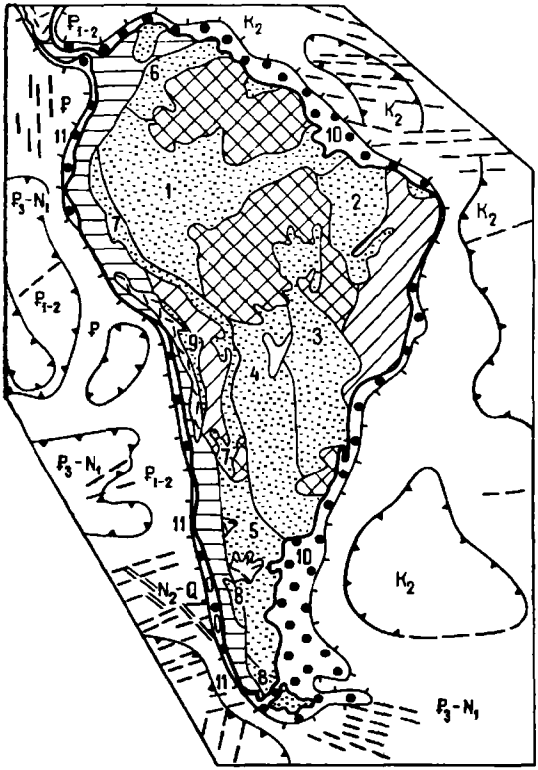


Рис. 52. Схема гидрогеологического районирования Южной Америки.

1—4 — наиболее крупные артезианские бассейны Бразильской платформы (1 — Амазонский, 2 — Парнаиба, 3 — Параны, 4 — Чако-Пампа); 5 — то же, Патагонской платформы (5 — Патагонский); 6—8 — то же, областей прогибания на стыке платформ и горно-складчатых сооружений (6 — Ориноккский, 7 — Центрально-Предандийский, 8 — Южно-Предандийский, 9 — то же, Андийского складчатого пояса (9 — Альтиплано); 10—11 — то же, областей прогибания на стыке океанических и континентальных структур (10 — Приатлантический, 11 — Притихоокеанский). Условные обозначения см. на рис. 13

Парнаиба и др.). Для Анд характерны проявления сейсмичности и вулканизма.

Гидрогеологическое районирование Южной Америки показано на рис. 52. Наиболее крупные структуры представлены древнейшими ГМ на востоке, фанерозойскими и мезо-кайнозойскими АБ в центральной части и молодыми ГМ на западе. Материк окружен прибрежно-шельфовыми АБ.

Особенности гидрогеологии древнейших ГМ определяются их рельефом (плоскогорья со средними высотами 500—700 м), очень влажным экваториальным и тропическим климатом, мощной глинистой корой выветривания. В строении ГМ участвуют кристаллические докембрийские породы, прорванные гранитами. Породы зоны выветривания находятся в условиях исключительно интенсивного водообмена, но их обводненность мала из-за сильной глинистости отложений. На северо-востоке Бразилии, например, среднее значение производительности по данным опробования 2000 скважин равно 0,8 л/с.

Хотя минерализация вод небольшая (до 0,2 г/л), их качество во многих случаях плохое, что объясняется высокой загрязнен-

ностью трещинно-грунтовых вод на участках их эксплуатации. Кроме того, ухудшению качества воды способствуют значительные содержания в ней железа и алюминия, интенсивно выносимых при латеритизации пород. Микрокомпонентный состав таких вод весьма разнообразен. В качестве примера приведем данные по району Сан-Паулу на юге Бразилии, где в очень пресных водах гранитов и гнейсов обнаружены значительные содержания (в мг/л) различных микрокомпонентов: K 0,6—3,3; Al 0,01; Fe 0,02—1,1; PO_4 0,05; NO_2 0,06; NO_3 1,9—16,3; J 0,4; Br 0,02; B 0,8; F 0,9; Ni 0,04; Cu 0,04; Zn 0,09; Pb 0,1. Минерализация этих вод 30—98 мг/л, pH 4,7—5,3, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый.

Более высокой водоносностью отличаются зоны тектонических нарушений. Значительными ресурсами характеризуются водоносные горизонты аллювиальных отложений долин рек, широко используемые для водоснабжения.

Андийский складчатый пояс ограничивает с запада Бразильскую и Патагонскую платформы. Он протягивается вдоль границы континента с океаном и характеризуется складчато-глыбовым строением. Пояс имеет продольную и поперечную зональности. В нем выделяется несколько меридионально вытянутых зон и широтных сегментов: Эквадоро-Колумбийский (на севере), Центральный, Чилийско-Аргентинский и Патагонский (на юге). Между меридиональными складчатыми зонами располагаются узкие межгорные впадины, заполненные молассами и вулканитами мезозоя — кайнозоя. Наиболее крупная грабен-синклиналь Альтиплано-Пуна находится в центральной части Анд в зоне контакта каледонид и альпид. В ней расположены котловины озер Титикака и Поопо. Неоднократные проявления вулканизма привели к образованию крупных вулканогенных структур. Наиболее широкое развитие они получили между 15 и 45° ю. ш. и в приэкваториальной области. В этих районах прослеживается цепь молодых вулканов.

В сложнодислоцированных метаморфических и изверженных породах, так же как и в метаморфизованных осадочных отложениях, слагающих ГМ, широко развиты трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды. Сильная пересеченность рельефа способствует интенсивной их разгрузке и образованию большого числа источников, распределение которых подчиняется высотной поясности и контролируется базисами дренирования. Например, в северной части Чили выделяются такие высотные зоны: 0—200 м над уровнем моря — узкая прибрежная полоса; 600—1300 м — зона прибрежных гор; 1000—1300 м — центральная пустынная впадина Пампа-дель-Тамаругал; 300—4300 м — зона высокогорных равнин; 4300—5700 м — становой хребет Анд.

Трещинно-грунтовые воды обычно пресные. Из засоленных толщ юры и мела, содержащих пласты ангидрита и гипса, вытекают соленые источники с минерализацией от 3 до 56 г/л. С зонами тектонических нарушений связаны термальные источники

[46]. Они образуются даже в высокогорных районах. Так, в зоне высокогорных равнин на высоте около 4 км встречены источники с температурой до 72 °С. В районе современного вулканизма проявляются фумаролы, гейзеры, мощные термальные источники (вулканы Татио * — 22°21′ ю. ш., Невадос-де Гильян — 36°52′ ю. ш., Мачин — 4°31′ с. ш. и др.).

В Андийской СО наиболее широко распространены кислые сульфатные и хлоридные, а также щелочные хлоридные и гидрокарбонатные преимущественно соленые сероводородно-углекислые и углекислые гидротермы. На юге материка, на востоке центральной части Анд и на севере в Карибских Андах получили развитие щелочные сульфатные и гидрокарбонатные пресные, реже слабосоленые азотные гидротермы. Несколько менее распространены щелочные хлоридные соленые метановые гидротермы.

Межгорные АБ расположены преимущественно в Северных Андах, где они спускаются с гор в Атлантический океан. В Центральных Андах наиболее крупным является АБ Альтиплано, а в южных — АБ Продольной долины. Отложения чехла смяты в складки и разбиты разломами. В верхней части разреза АБ до глубины 500 м, реже более, распространены пресные воды, которые ниже сменяются солеными водами и рассолами хлор-кальциевого типа с минерализацией 150—200 г/л и повышенными содержаниями брома, йода и бора. В меловых и палеогеновых отложениях большинства АБ, особенно в Северных Андах, встречены залежи нефти и газа.

Значительные площади в АБ Альтиплано занимают солончаковые бассейны (салары). Они покрыты солевой коркой мощностью до 1 м, в которой преобладают галит с примесью калийных солей и боратов. Это явление отражает не только влияние засушливого климата, но и широкого распространения солей, приуроченных к пермо-триасовой толще. С ней связаны проявления соляного и гипсового диапиризма, широкое развитие рассолов. В саларах грунтовые воды, воды источников и рек имеют повышенную минерализацию (более 1 г/л) и пестрый состав со значительным содержанием сульфатов и хлоридов.

Наибольшее практическое значение для водоснабжения имеют водоносные толщи аллювиальных и пролювиальных отложений с интенсивным промывным режимом, который обеспечивается притоком вод со стороны горно-складчатого обрамления. Особенно большое значение эти толщи имеют в районах горных пустынь, где в некоторые годы вообще не выпадает осадков. Интересна в связи с этим оценка возраста вод, сформировавшихся в результате подтока с высоких Анд в малом АБ Пампа-дель-Тамаругал. По определению ^{14}C он оценивается в 400—18 000 лет, что сви-

* В районе вулкана отмечено 72 фумаролы, 40 гейзеров, 62 термальных источника, 13 сольфатар, 5 грязевых потоков. Общий расход водопроявлений достигал 117 л/с [46].

детельствует о весьма продолжительном цикле водообмена даже в неглубоко залегающих (до 300 м) горизонтах межгорных структур.

Значительную часть Бразильской платформы занимают АБ — Амазонский, Парнаиба, Параны и Чако-Пампа. Самый крупный из них — Амазонский АБ — имеет площадь более 1,5 млн. км². Его строение представлено на рис. 53. Фундамент АБ сложен докембрийскими породами. Чехол можно разделить на два этажа — палеозойский и мезо-кайнозойский. Нижняя часть разреза образована морскими отложениями, а верхняя — преимущественно континентальными. Среди тех и других преобладают терригенные осадки. Лишь каменноугольная толща отличается присутствием известняков, гипсов, ангидритов и каменной соли. В осевой части синеклизы их мощность достигает 1,5 км. Суммарная мощность осадочного чехла составляет 4—6 км.

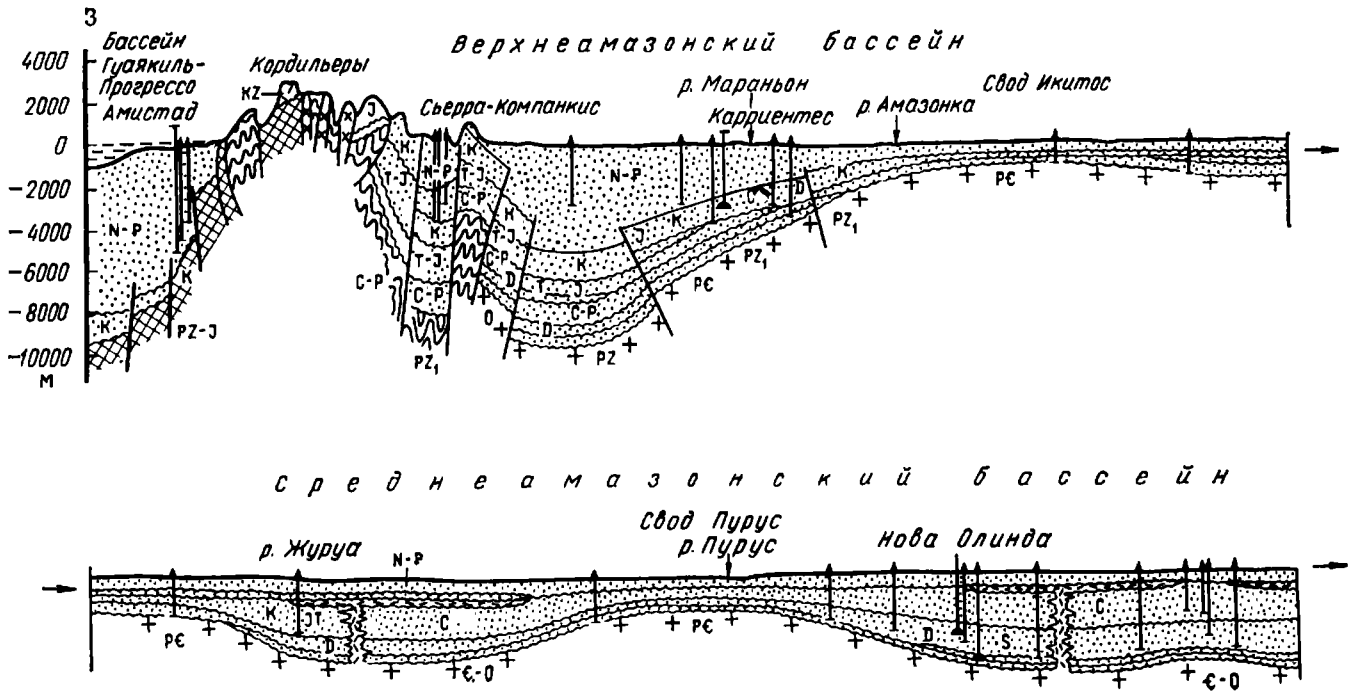
Амазонский АБ разделяется на бассейны второго порядка: Верхне-, Средне- и Нижне-Амазонские. Пресные воды распространены до глубины 500 м и связаны преимущественно с кайнозойскими водоносными горизонтами. Глубже распространены соленые воды и рассолы. С меловыми отложениями в Верхне-Амазонском АБ, девонскими и каменноугольными — в Средне- и Нижне-Амазонских АБ связаны нефтяные месторождения.

Артезианский бассейн Парнаиба имеет площадь около 700 тыс. км². Его чехол образован морскими отложениями нижнего и среднего палеозоя, континентальными верхнего палеозоя и нижнего мезозоя с траппами, морскими верхнего мезозоя и кайнозоя. Общая мощность чехла достигает 3 км. В нем выделяется пять основных комплексов — силур-девонский, среднедевонский, каменноугольный, триасово-юрский и юрско-меловой.

Производительность скважин глубиной до 150 м колеблется от 0,06 до 70 л/с. Регулируемые ресурсы по АБ в целом оцениваются А. Ребукасом в $3 \cdot 10^9$ м³/год. До глубины 150 м вскрываются пресные воды пестрого состава с преобладанием гидрокарбонатов. Глубже распространены соленые воды, а начиная с глубины 1 км — рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 150 г/л и более.

АБ Параны состоит из двух частей — северной, где фундамент погружен на глубину более 5 км, и южной, где он находится на глубинах более 2 км. На севере чехол образован континентальными и частично морскими отложениями палеозоя, перекрытыми мезозойскими траппами и красноцветами. На юге чехол состоит из мезозойских траппов и континентальных отложений. Траппы занимают площадь около 1200 тыс. км² и образуют до 32 эффузивных покровов мощностью 25—100 м, разделенных пластами осадочных пород или древних латеритов. Кроме покровов установлены многочисленные силлы и дайки.

Основные водоносные комплексы связаны с песчаниками бауру (мел), базальтовыми потоками (юра), песчаниками ботукату (триас). Данные по ним до глубины 0,2 км приведены в табл. 24.


3
Бассейн Гуаякиль-Прогрессо Амистад
Кордильеры
Верхнеамазонский бассейн
Сьерра-Компанкис
р. Мараньон
Кариентес
р. Амазонка
Свод Икитос
4000
2000
0
−2000
−4000
−6000
−8000
−10000
м
KZ
N-P
K
PZ-J
J
T-J
C-P
D
PZ1
PZ
PC
Среднеамазонский бассейн
р. Журуа
Свод Пурус
р. Пурус
Нова Олинда
C
S
€-O

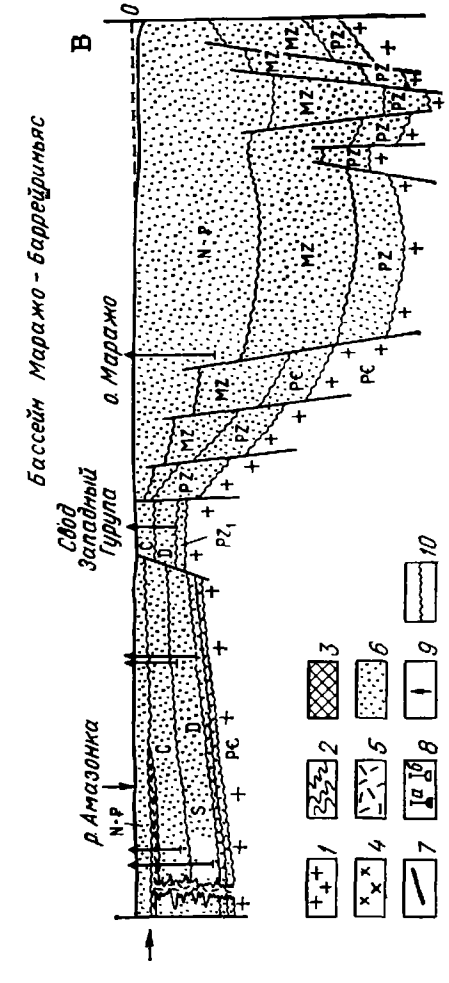


Рис. 53. Схематический широтный геологический профиль через Южно-Американский континент (составили Г. С. Гуревич, Н. А. Кашс, Л. П. Крошникова).

1—3 — складчатые комплексы (*1* — докембрийские, *2* — палеозойские, *3* — мезозойские и кайнозойские); *4—6* — породы (*4* — интрузивные, *5* — эффузивные, *6* — осадочные); *7* — разрывные нарушения и надвиги; *8* — месторождения (*а* — нефти, *б* — газа); *9* — скважина; *10* — границы несогласного залегания пород

Глубже 200 м воды становятся солеными. Температура вод в нижних горизонтах чехла достигает 120 °С.

Разрез чехла АБ Чако-Пампа дополнен по сравнению с АБ Параны неоген-четвертичными отложениями, которые и содержат основные водоносные горизонты пресных вод. В комплексах палеозойских и мезозойских отложений распространены в основном соленые воды и рассолы. С ними связана также промышленная нефтегазоносность.

На Патагонской платформе выделяется сложный АБ одноименного названия. Он разделен выступами фундамента на несколько АБ второго порядка и погружается под уровень океана. Эти АБ относятся к прибрежно-шельфовым. Они вытянуты в широтном направлении, а их фундамент сложен кристаллическими и метаморфизованными породами докембрия и нижнего палеозоя. На фундаменте залегают слабодислоцированные терригенные и вулканогенные отложения мезозоя и кайнозоя мощностью до 5 км. Аридный климат и пустынный ландшафт не способствуют накоплению пресных подземных вод. В пределах суши и особенно с глубиной, по мере погружения слоев в океан, преобладают соленые воды, происхождение которых связано с процессами континентального или морского засоления. В глубоких частях бассейны нефтегазоносны.

На границе Андийского пояса с Бразильской платформой прослеживается цепь передовых прогибов, с которыми связан ряд АБ — Оринокский. Центрально-

Таблица 24. **Характеристика основных комплексов АБ Параны (по А. Ребукасу, 1984)**

Водовмещающие породы	Возобновляемые ресурсы, км³/год	Коэффициент фильтрации, м с	Показатели химического состава вод	
			pH	минерализация, г/л
Базальты	50	10^{-3}—10^{-7}	5,5—6,5	0,3
Песчаники				
Бауру	74	10^{-5}—10^{-6}	4,3—7,5	0,2
Ботукату	160	10^{-4}—10^{-5}	—	—

и Южно-Предандийский, а также частично АБ Чако-Пампы. Фундамент в прогибах погружен на глубину 8—12 км, а чехол представлен преимущественно мезозойскими и кайнозойскими, иногда палеозойскими отложениями.

Переслаивание песчаных, глинистых и карбонатных отложений в Оринокском АБ обусловливает образование большого числа водоносных горизонтов. До глубины 2 км распространены пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Глубже они сменяются солеными водами хлоридного натриевого состава. В прибрежно-морской части широко развит грязевой диапиризм. Здесь же находится крупнейшее в мире месторождение битумов и тяжелых нефтей — «Битумный пояс Ориноко». К меловым и палеоген-неогеновым толщам приурочены крупные скопления нефти и газа.

Глубокое (до нижнемеловых толщ) проникновение пресных вод со стороны Анд отмечается и в Центрально-предандийском АБ. Кроме того, в нем вскрываются и рассолы, поскольку юрские отложения представлены эвапоритами. Широко проявлена и нефтегазоносность. На глубинах 2—3 км находятся месторождения нефти и газа и в Южно-предандийском АБ. Южная часть Анд находится в условиях засушливого климата, поэтому в предгорном АБ внешнее питание сказывается слабо. Ближе к горам грунтовые воды пресные, а предгорных пустынях — пестрые по составу, часто соленые.

Вдоль приатлантических и притихоокеанских окраин материка прослеживаются цепочки прибрежно-шельфовых АБ. На востоке ширина шельфа, а следовательно и АБ, достигает 500 км и более, а на западе эта полоса очень узкая. Она непосредственно примыкает к субокеанским бассейнам желобов. В береговой полосе АБ ведется интенсивная эксплуатация пресных подземных вод. Во многих районах она приводит к интрузиям морских вод, но на побережье Гайаны такого явления не наблюдается, несмотря на более чем 80-летнюю эксплуатацию. По мнению А. Арнона, это объясняется далеким проникновением пресных подземных вод (на 50 км) в придонные горизонты современного

морского дна во время регрессии моря в последний ледниковый период. Последовавшая после этого быстрая трансгрессия моря в голоцене привела лишь к незначительному вытеснению пресных вод.

Основным источником водоснабжения обычно служат воды аллювиальных и пролювиальных отложений. Так, в окрестностях Сантьяго и Вальпараисо скважины глубиной 20—80 м имеют дебит 20—50 л/с при понижении уровня на 5—10 м. Минерализация грунтовых вод составляет 0,3—0,6 г/л, температура 12—14 °С. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый.

Во многих районах Перу, Чили и других стран континента в условиях аридного климата формируются соленые грунтовые воды хлоридного состава. Соленые воды морского генезиса преобладают в напорных водоносных горизонтах. Многие семимаринные АБ являются нефтегазоносными — Гуаякиль-Прогресс, Прибрежный Гвинейский, Сержипи-Алагоас и др. Продуктивные горизонты связаны с меловыми и палеоген-неогеновыми толщами. Вдоль континентальных окраин обнаружены узкие зоны скоплений солей и проявления диапиров (Рио-Гранде). В этих районах формируются рассолы.

В Южной Америке распространены все три провинции минеральных вод [2, 46]. Первая провинция углекислых и сероводородно-углекислых вод, кислых сульфатных и хлоридных гидротерм в областях современной активной вулканической деятельности и щелочных хлоридных и гидрокарбонатных углекислых термальных, реже хлоридных вод приурочена к Андийской СО и прослеживается узкой полосой на огромном расстоянии от Западной и Центральной Кордильеры на севере до района г. Сан-Валентин на юге. В качестве примера можно отметить кислые источники близ г. Кито на берегу Салар-де-Эмпокса. Состав этих гидротерм хлоридный водородно-кальциевый, минерализация 18,6 г/л, pH 1,7 и температура 74 °С. Примером щелочных хлоридных натриевых терм могут служить источники Кандарева у подножья вулкана Юкумани в Перу. Их минерализация 3,3 г/л и температура 44 °С.

Вторая провинция азотных термальных натриевых вод распространена более широко. Воды этой провинции встречаются не только в центральной части Андийской СО, но и на ее южных и северных окраинах. В качестве примера этих гидротерм можно привести гидрокарбонатные натриевые источники Сан-Жуан-де-Лос-Моррос в Венесуэле с содержанием азота в 82 %, приуроченные к субширотному разлому, в пределах которого известны еще три термы. Другим примером являются азотные термы в районе Де-Панимавите в Чили сульфатные натриевые по составу с минерализацией 0,4 г/л и температурой 32 °С.

Источники первой и второй провинций известны также и в пределах Антильских островов. Среди них можно указать на азотные источники Баньос-де-Коама на юге о. Пуэрто-Рико в группе Больших Антильских островов. Состав терм сульфатный

натриево-кальциевый с минерализацией 1,6 г/л и температурой 44 °С.

Наиболее широко распространена третья провинция — метановых и азотных холодных и преимущественно термальных соленых и рассольных вод — в многочисленных внутригорных, межгорных и предгорных АБ, связанных с Андийской СО, и в поясе прибрежно-шельфовых АБ и бассейнов платформенной части континента (Амазонский, Парнаиба, Параиы и др.). Третья провинция развита также и в семимаринных АБ побережий океанов и островов.

В пределах Бразильской и других древиейших СО иаходятся апровинциальные железистые и радоновые воды. Последние связаны с гранитоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дальнейшее развитие региональной гидрогеологии возможно по нескольким направлениям. Это, прежде всего,— эпигноз (реконструкции прошлых обстановок и процессов) и прогноз изменения гидрогеологических условий под действием различных факторов. При этом все большее внимание будет уделяться исследованиям, которые дают количественную оценку явлений и процессов, что, с одной стороны, связано с требованиями современной науки и практики, а с другой — отражает все расширяющееся внедрение математических методов и системного подхода к анализу и обработке материалов по региональной гидрогеологии.

Кроме того, возникают задачи по изучению новых видов зональности — микробиологической, изотопной, структуры вод и др.,— позволяющих комплексно и более обоснованно решать проблемы формирования и использования подземных вод. Так что изучение зональности подземных вод будет продолжаться. При этом масштаб, цели и объекты будут изменяться в зависимости от возникающих потребностей и возможностей.

Следует обратить внимание на необходимость выявления различного рода барьеров (гидродинамических, гидрохимических, температурных и др.) или опорных точек перехода от одних условий к другим с тем, чтобы выявленные закономерности принимались и применялись только в обоснованном интервале высот, глубин, возраста и т. п.

При решении задач региональной гидрогеологии сейчас используются данные локального опробования водоносных горизонтов. В связи с тем что антропогенное воздействие на гидрогеологические структуры может оказаться региональным (площади депрессионных воронок в тысячи квадратных километров, достигающие нескольких сотен метров глубины осушения), возникает задача получения региональных гидрогеологических параметров для обоснования прогноза соответствующих процессов. В этих случаях на первый план выйдут методы экспертных оценок и моделирования, которые должны взаимопроверяться и дополняться результатами конкретных исследований на локальных участках и объектах.

Важная роль в понимании и оценке региональных гидрогеологических процессов, наряду с изучением карт, проведением расчетов и моделирования, будет принадлежать постоянно действующим математическим моделям (ПДММ). Они пока созданы для ограниченного числа регионов (Московский и Ленинградский АБ, Крым и др.) и объектов. Информационные системы типа ПДММ должны обеспечить создание постоянно действующего и систематически обновляющегося гидрогеологического мониторинга, на основе которого можно прогнозировать развитие гидрогеологиче-

ских процессов под влиянием техногенеза и проводить обоснование охраны подземных вод от истощения и загрязнения. Весьма важным исходным материалом для таких прогнозов окажутся результаты региональных исследований.

Изучение зонального распределения подземных вод и закономерностей изменения их свойств служит хорошей основой для выявления наиболее перспективных районов для разведки подземных вод различного назначения (пресных, минеральных, термальных и др.). Вместе с тем очевидно, что переход от выявленных региональных закономерностей к конкретным условиям месторождений подземных вод сопряжен с необходимостью проведения специальных гидрогеологических работ, которые должны сомкнуть звенья региональных и локальных исследований. Назрела необходимость сделать этот переход обязательным и более эффективным и применить его прежде всего для наиболее изученных районов. Это в свою очередь позволит более целенаправленно решать региональные гидрогеологические проблемы в связи со строительством крупных территориальных комплексов на огромных пространствах нашей страны.

Такая направленность региональных исследований потребует разработки методики составления оценочных и прогнозных карт по крупным регионам, методики комплексного использования информации применительно к задачам планирования развития народного хозяйства и рационального использования подземных вод различного назначения — питьевого, хозяйственного, энергетического и лечебного.

Исключительное значение имеет развитие теории. Как указывалось на 27-м Международном геологическом конгрессе в Москве (1984 г.), за последние 5 лет в науке о Земле было выдвинуто больше, новых теоретических концепций, чем их было выработано за предыдущие 50 лет. Молодому поколению гидрогеологов предстоит принять активное участие в их решении, и авторы надеются, что знания, полученные при изучении курса «Региональная гидрогеология» будут надежным компасом в этом. Подземные воды — «драгоценнейшее полезное ископаемое» по выражению академика А. П. Карпинского, должны быть всесторонне изучены и рачительно использоваться для удовлетворения многообразных потребностей народного хозяйства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимова Н. П.* Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981.

2. *Басков Е. А., Суриков С. Н.* Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975.

3. *Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 254, М., Недра, 1977.

4. *Басков Е. А.* Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л., Недра, 1983.

5. *Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.

6. *Ветштейн В. Е., Артемчук В. Г., Гуревич М. С.* Гидроизотопное зональное строение Амударьинского артезианского бассейна.— Сов. геология, 1981, № 10, с. 108—119.

7. *Всеволожский В. А.* Подземный сток и водный баланс платформенных структур. М., Недра, 1983.

8. *Вовк И. В.* Рассолы кристаллического фундамента щитов. Киев, Наукова думка, 1982.

9. *Гидрогеология* Азии/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1974.

10. *Гидрогеология* Африки/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1978

11. *Гидрогеология* СССР. Сводный том в 5-ти вып. М., Недра, 1976. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод.

12. *Гидрогеологические* исследования за рубежом/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1982.

13. *Григоркина Т. Е.* Подземные воды Австралии и их использование — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1977, 109, № 1, с. 96—100.

14. *Гуревич А. Е.* Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. Л., Недра, 1980.

15. *Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Месхетели А. В.* Подземный сток в моря и Мировой океан. М., Наука, 1977.

16. *Закономерности* распространения и формирования металлоносных рассолов/Г. А. Голева, М. В. Торикова, Л. Н. Алексинская, Н. А. Солодов. М., Недра, 1981.

17. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972.

18. *Зверев В. П.* Роль подземных вод в миграции химических элементов. М., Недра, 1982.

19. *Зорькин Л. М., Старобинец И. С., Стадник Е. В.* Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1984.

20. *Капченко Л. Н.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. Л., Недра, 1983.

21. *Кольская* сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины/Под ред. Е. А. Козловского. М., Недра, 1984.

22. *Кононов В. И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М., Наука, 1983.

23. *Коротков А. И.* Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л., Недра, 1983.

24. *Корценштейн В. Н.* Растворенные газы подземной гидросферы Земли. М., Недра, 1984.

25. *Крайнов С. Р., Швец В. М.* Основы геохимии подземных вод. М., Недра, 1980.

26. *Крамаренко Л. Е.* Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л., Недра, 1983.

27. *Кудельский А. В.* Гидрогеология, гидрогеохимия йода. Мянск, Наука и техника, 1976.
28. *Лисицын А. П.* Осадочное тело океана.— В кн.: Геология на дне океана по данным глубоководного бурения. М., Наука, 1984, с. 12—61.
29. *Личков Б. Л.* О чертах симметрии Земли, связанных с ее гравитационным полем, тектоникой и гидрогеологией. М., Мысль, 1964.
30. *Наливкин Д. В.* Очерки по геологии СССР. М., Недра, 1980.
31. *Никаноров А. М., Тарасов М. Г., Федоров Ю. А.* Гидрохимяя и формирование подземных вод и рассолов. Л., Гидрометеоиздат, 1983.
32. *Океанология.* Химия океана. Том 2/Отв. ред. И. И. Волков. М., Наука, 1979.
33. *Основные* типы гидрогеологических структур СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, 1974, т. 229.
34. *Основы* гидрогеологяи. Общая гидрогеология/Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, С. Л. Шварцев и др. Новосибирск, Наука, 1980.
35. *Павлов А. Н.* Геологическяй круговорот воды на земле. Л., Недра, 1977.
36. *Посохов Е. В.* Хмическая эволюции гидросферы. Л., Гидрометеоиздат, 1981.
37. *Принципы* гидрогеологнческой стратификацни.— Тр. ВСЕГИНГЕО, 1982, вып. 148.
38. *Толстихин Н. И., Кирюхин В. А.* Введеняе в регнональную гидрогеологию. Конспект лекций. Л., Изд-во ЛГИ, 1978.
39. *Учителева Л. Г.* Минеральные воды Западпо-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974. (Тр. ВСЕГЕИ).
40. *Холодов В. Н.* Осадочные бассейны и нх иефтегазоиосность. М., Наука, 1983.
41. *Чубаров В. Н.* Питанне грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрацин. М., Недра, 1972.
42. *Шварцев С. Л.* Гидрогеохямия зоны гипергенеза. М., Недра, 1978.
43. *Эльпинер Л. И., Васильев В. С.* Проблемы питьевого водоснабжения в США. М., Наука, 1983.
44. *Энциклопедия* региональной геологни мира. Западное полушарие/Под ред. Р. У. Фейрбриджа. Л., Недра, 1980.
45. *Ground* water Region of the Unites States, by Ralph C. Heath. Water-Supply, Paper 2242, Washington, 1984.
46. *Termal* Springs of the United States and Other Countries of the World — A Summary. By Gerald A. Waring. Geological Sur. Prof., Paper 492. Washington, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ I.
ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Глава 1. **Предмет и задачи курса** 5

Глава 2. **История отечественной региональной гидрогеологии** 8

Глава 3. **Региональные закономерности распространения основных классов скопления подземных вод** 13

Глава 4. **Факторы и принципы гидрогеологического районирования** . . 20

Глава 5. **Гидрогеологические структуры континентов** 26

Гидрогеологические массивы 26
Артезианские бассейны 35
Вулканогенные бассейны 58

Глава 6. **Гидрогеологические структуры дна морей и Мирового океана** 66

Субмаринные гидрогеологические структуры 66
Субокеанические гидрогеологические структуры 69

Глава 7. **Основные системы гидрогеологических структур** 74

Системы континентальных гидрогеологических структур 74
Системы субокеанических и субмаринных гидрогеологических структур 79
Взаимосвязь подземных вод суши и моря 81
Широтная поясность и долготная секторнальность размещения гидрогеологических структур на Земле 82

Глава 8. **История развития гидрогеологических структур** 85

Глава 9. **Методы изучения региональных гидрогеологических процессов и закономерностей** 94

Изучение пространственного распределения значений гидрогеологических параметров 94
Изучение региональных гидрогеологических процессов 98
Выявление закономерностей и региональные гидрогеологические оценки 106

ЧАСТЬ II.
ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Глава 10. **Схема гидрогеологического районирования СССР. Гидрогеология Восточно-Европейской артезианской области** 114

Основные водоносные комплексы и водоупоры 114
Гидрогеологические закономерности 139

Глава 11. **Гидрогеология Восточно-Сибирской артезианской области** . . 144

Основные водоносные комплексы и водоупоры 144
Гидрогеологические закономерности 156

Глава 12. **Гидрогеология Западно-Сибирской артезианской области** . . 161

Основные водоносные комплексы и водоупоры 161
Гидрогеологические закономерности 177

Глава 13. **Гидрогеология Приаральской артезианской области** 184

Основные водоносные комплексы и водоупоры 184
Гидрогеологические закономерности 203

Глава 14. **Гидрогеология Каспийско-Черноморской артезианской области** 209

Основные водоносные комплексы и водоупоры 209
Гидрогеологические закономерности 222

Глава 15. **Гидрогеологии древнейших складчатых областей** 226

Водоносность структур 228
Гидрогеологические закономерности 232

Глава 16. **Гидрогеология древних (неомоложеных) складчатых областей** 236

Водоносность структур 236
Гидрогеологические закономерности 245

Глава 17. **Гидрогеология омоложенных древних и молодых складчатых областей** 250

Водоносность структур 250
Гидрогеологические закономерности 289

ЧАСТЬ III.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Глава 18. **Восточное полушарие** 295

Европа 295
Азия 307
Африка 318
Австралия и Новая Зеландия 328
Антарктида 336

Глава 19. **Западное полушарие** 341

Северная Америка 341
Южная Америка 367
Заключение 377
Список литературы 379

УЧЕБНИК

Владимир Андреевич Кирюхин, Нестор Иванович Толстихин

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Редактор издательства *О. Л. Виноградова*
Технические редакторы *Н. В Жидкова, Е. Л. Зикиашанская*
Корректор *Е В Мулина*

ИБ № 5913

Сдано в набор 04 08 86 Подписано в печать 09.12 86. Т-23368. Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 1 Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл.-печ л. 24,0. Усл. кр.-отт. 24,0 Уч.-изд. л 27,0. Тираж 3900 экз. Заказ 2194,383 2. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра» 125047, Москва, п.1 Белорусского вокзала, 3

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.