В. А. ВСЕВОЛОЖСКИЙ

ПОДЗЕМНЫЙ СТОК И ВОДНЫЙ БАЛАНС ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР



МОСКВА «НЕДРА» 1983

УДК 556.34 : 551.242.5

Всеволожский В. А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур.— М.: Недра, 1983. 167 с.

Обобщены результаты многолетних исследований по проблеме формирования подземного стока в артезианских бассейнах платформенного типа. Рассмотрена роль структурно-геологических факторов (формы, размеров, основных типов границ бассейна). Разработаны морфо-генетическая классификация геофильтрационных свойств сред разреза бассейна, принципы гидрогеологической стратификации разреза. Впервые для платформенных территорий СССР сделано обобщение и дан научный анализ результатов количественных оценок подземного стока.

Для гидрогеологов, гидромелиораторов и специалистов смежных геологических дисциплин.

Табл. 18, ил. 34, список лит. — 52 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *М. Р. Никитин* (ИВП АН СССР).

В $\frac{1904060000-280}{043(01)-83}$ свод. пл. подписных изд. 1983 г. © Издательство «Недра»

ПРЕДИСЛОВИЕ

Решения XXVI съезда КПСС, определившие необходимость дальнейшего интенсивного развития добывающей промышленности, комплексного освоения природных ресурсов, осуществления крупных гидромелиоративных мероприятий на территории европейской части СССР, Сибири, Казахстана и Средней Азии, а также охраны окружающей среды, ставят конкретные задачи перед отечественной гидрогеологической наукой. Гидрогеологические исследования, направлены на обеспечение промышленного и сельскохозяйствен- в том числе региональные в пределах отдельных промышленно-экономических районов и территории страны в целом, должны быть направлены на обеспечение промышленного и сельскохозяйственного производств различными видами подземных вод, гидрогеологическое обоснование крупных гидротехнических и мелиоративных мероприятий, изучение изменений режима и баланса подземных вод под влиянием хозяйственной деятельности и др.

Решение крупных практических задач, стоящих перед отечественной гидрогеологией, требует дальнейшей и в ряде случаев более углубленной разработки основных теоретических проблем науки. Прежде всего проблем, связанных с изучением закономерностей формирования и размещения различных типов подземных вод, с количественной характеристикой их режима и баланса в геологических структурах разного типа, с исследованием роли этих вод в процессах геохимической миграции вещества в литосфере, а также в формировании водного баланса поверхностной гидросферы в различных природных и геолого-структурных условиях.

В работе рассматриваются закономерности формирования подземного стока артезианских бассейнов платформенного типа, являющихся основными структурно-гидрогеологическими элементами континентальных платформ. Изучение подземного стока бассейнов трещинных вод древних кристаллических массивов (второй основной тип платформенных структур) является самостоятельной задачей. Основные построения и выводы о региональной динамике подземных вод бассейнов платформенного типа выполнены в основном с использованием материалов по территории СССР (Русская плита, Западная Сибирь, Туранская плита и др.), поскольку по артезианским бассейнам зарубежных территорий, за исключением ПНР, ГДР, частично НРБ и СРР, в настоящее время практически отсутствуют сопоставимые (полученные по единой методике) количественные данные по распределению величин подземного стока.

Площади отдельных бассейнов в плане достигают 10^6 км^2; мощность отложений платформенного чехла, с разрезом которого связана гидродинамическая система собственно артезианского бассейна, составляет в ряде случаев 10—15 км и более.

Широкий размах работ по оценке и использованию ресурсов различных видов подземных вод, изучение глубоких частей разреза в связи с разведкой и эксплуатацией месторождений нефти и газа, исследования под крупное гидротехническое строительство и обоснование водохозяйственных проектов и другие работы обеспечивают накопление фактического материала практически по всем основным типам артезианских бассейнов платформенных территорий СССР.

Стремительный рост масштабов и объемов использования подземных вод уже сейчас ставит перед исследователями задачи изучения артезианского бассейна как единой гидродинамической системы с рассмотрением в комплексе всех сложных процессов, протекающих в подземной гидросфере бассейна как в естественных условиях, так и в условиях интенсивного хозяйственного освоения. Еще более актуальными станут эти задачи завтра, когда будут решаться проблемы научно обоснованного перераспределения и регулирования водных ресурсов в пределах крупных регионов страны.

Разработка основ учения о формировании артезианских вод платформенных территорий в трудах крупнейших советских гидрогеологов 40—50-х годов Н. К. Игнатовича, Б. Л. Личкова, А. М. Овчинникова, Н. И. Толстихина и др. была выполнена на весьма ограниченном фактическом материале. В более поздних работах М. А. Гатальского, М. И. Зайдельсона, И. К. Зайцева, А. А. Карцева, В. Ф. Маврицкого, А. Е. Ходькова, С. А. Шагоянца и многих других некоторые основные положения учения о формировании артезианских вод подверглись существенной доработке и дополнению, а в ряде случаев даже пересмотру. Однако и до настоящего времени ряд основных вопросов формирования артезианских вод нередко рассматривается в существенно различной постановке.

Можно считать, что среди многих нерешенных вопросов региональной гидрогеологии ключевым является изучение закономерностей формирования подземного стока и водного баланса артезианских бассейнов (как подземной ветви круговорота воды), т. е. движения собственно водной массы в пределах крупнейших структурно-тектонических элементов земной коры, которыми являются континентальные платформы.

В теоретическом аспекте проблема изучения региональной гидродинамики платформенных территорий (стока и баланса подземных вод) принципиально важна для разработки единой теории гидрогеохимической миграции вещества в земной коре, без которой в настоящее время практически не могут разрабатываться определенные научные направления как собственно гидрогеологии, так и ряда смежных наук.

Практическое значение исследований по проблеме региональной динамики подземной гидросферы в пределах платформенных территорий связано прежде всего с изучением закономерностей формирования и распределения ресурсов различных типов подземных вод. Учение о типах месторождений подземных вод, балансо-

вые категории запасов, структура водоотбора, формирование состава и качества подземных вод, принципы и методы разведки и оценки запасов подземных вод в различных масштабах и другие вопросы могут успешно разрабатываться только на основе конкретных представлений о закономерностях региональной гидродинамики подземных вод в геологических структурах различного типа. Еще более важны эти представления для разработки генеральных схем комплексного использования и научного обоснования проблем перераспределения, регулирования и охраны ресурсов поверхностных и подземных вод.

Интенсификация разведки и эксплуатации месторождений нефти и газа, глубоких промышленных и термальных вод, решение вопросов глубокого захоронения жидких промышленных отходов требуют все более детальных знаний о региональной динамике подземных вод нижних горизонтов бассейна и возможном влиянии различных видов инженерного воздействия на водоносные горизонты, залегающие в условиях относительной изоляции от поверхности земли.

В отличие от построений классической динамики артезианских вод, основанных главным образом на использовании данных о распределении давлений (напоров) в пластовой системе бассейна, исследования подземного стока связаны с количественными оценками закономерностей формирования и распределения расходов и объемов стока на различных уровнях геологического разреза бассейна, т. е. являются по своей природе балансовыми. Балансовый подход к решению проблемы наряду с анализом распределения напоров подземных вод определяет необходимость значительно более детального учета гидродинамических условий на границах систем, формы, размеров и строения объекта и, главное, закономерностей формирования и пространственного распределения геофильтрационных свойств различных типов горных пород чехла.

Возможности успешной разработки проблемы формирования подземного стока и водного баланса платформенных структур определяются в настоящее время следующими основными предпосылками.

1. Огромным фактическим материалом по гидрогеологии всех артезианских бассейнов, изложенным в монографии «Гидрогеология СССР» [10].

2. Проведением специальных исследований в нефтегазоносных районах страны и наличием в связи с этим данных о строении, свойствах горных пород и подземных водах глубоких частей геологического разреза артезианских бассейнов платформ.

3. Широким развитием в 1965—1978 гг. работ по региональной оценке и картированию подземного стока, обеспечивших получение большого объема количественных данных по распределению величин подземного стока в районах с существенно различными природными условиями.

4. Совершенствованием методов гидродинамических расчетов и моделирования геофильтрации, обеспечивающих решение задач по

оценке фильтрационных параметров водоносных и, что особенно важно, слабопроницаемых пород, дренирующего воздействия гидрографической сети, взаимодействия водоносных горизонтов пластовой системы платформенного чехла и др.

Настоящая работа является результатом многолетних исследований, проведенных автором в области изучения закономерностей формирования и региональных оценок подземного стока на территории Русской плиты, Урала и Западной Сибири. Отдельные результаты этих исследований использованы при подготовке карты подземного стока территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 [23] и монографии «Подземный сток на территории СССР» [36].

Автор выражает глубокую благодарность сотрудникам кафедры гидрогеологии и Проблемной лаборатории Геологического факультета МГУ: О. В. Александровой, Н. Н. Буровой, В. В. Долгополову, В. И. Дюнину, А. В. Лехову, А. Р. Морозовой, Б. А. Шмагину, оказавшим существенную помощь в организации и проведении полевых и экспериментальных работ. Автор особо признателен М. А. Всеволожской, И. Ф. Фиделли, Р. С. Штенгелову, Н. И. Плотникову за ценные советы и постоянную поддержку в работе.

Часть гл. 5 написана совместно с А. В. Леховым, часть гл. 8— совместно с М. А. Всеволожской. При подготовке рукописи к изданию большая работа выполнена О. А. Белоусовой, А. С. Ботиным, О. И. Масленниковой и Н. Д. Морозовой. Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

Глава 1

ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА. СОСТОЯНИЕ, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разработка проблемы изучения региональной гидродинамики артезианских бассейнов различных типов связана с именами крупнейших советских гидрогеологов М. А. Гатальского, М. И. Зейдельсона, Г. Н. Каменского, А. А. Карцева, Б. Ф. Маврицкого, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинникова, А. И. Силина-Бекчурина, С. А. Шагоянца и др.

Рассмотрение закономерностей движения подземных вод с привлечением данных о скоростях и расходах потоков, темпах или сроках водообмена характерно практически для всех региональных гидрогеологических работ, выполненных по артезианским бассейнам СССР после 1945 г. Однако, пожалуй, только в учении о подземном стоке, развитие которого связано прежде всего с именами Ф. П. Саваренского, Б. И. Куделина, Ф. А. Макаренко, в качестве основной поставлена и решается задача получения количественных данных, характеризующих региональную динамику подземных вод в различных геолого-структурных условиях.

В соответствии с существующими взглядами [19, 27, 36] под термином подземный сток следует понимать естественный процесс движения подземных вод под действием градиента гидродинамического напора, формирующийся в зоне полного насыщения земной коры в качестве подземной составляющей общего круговорота воды на Земле. Таким образом, изучение подземного стока представляет собой комплексное геолого-гидрогеологическое исследование, основной задачей которого является рассмотрение региональных закономерностей движения свободной гравитационной воды в земной коре.

По своему смыслу и содержанию термин подземный сток ближе всего к понятию региональная динамика подземных вод, если включать в это определение движение водных масс в зоне полного насыщения и неразрывно связанные с ним процессы конвективного тепло- и массопереноса. Движение подземных вод в ненасыщенной среде (зона аэрации), диффузионный перенос, процессы массообмена между жидкой и твердой фазами литосферы, теснейшим образом связанные с подземным стоком, не являются его составными частями. В связи с этим наряду с термином подземный сток должно существовать более широкое понятие, например, часто применяемое в последнее время понятие геофильтрация, если считать, что оно включает все виды движения воды в геологической среде и связанные с этим процессы массообмена и массопереноса.

Начало исследований подземного стока, прежде всего как процесса взаимодействия поверхностных и подземных вод в различных природных условиях и, в частности, количественного опреде-

ления генетических составляющих речного стока, относится к концу XIX — началу XX веков и связано с работами В. Г. Глушкова, В. С. Советова, А. В. Огиевского и др. В 1887—1888 гг. были реализованы первые попытки использования методов оценки подземного стока как инструмента гидрогеологических исследований, направленных, в частности, на оценку возможной производительности водозаборов подземных вод (работы В. Г. Шухова, Е. К. Кнорре, Н. Э. Лембке). В дальнейшем это направление получило развитие в работах Н. С. Токарева и Д. И. Щеглова по оценке естественных ресурсов подземных вод Донецкого района, выполненной на основе данных о модулях и коэффициентах родникового стока, и в работах Ф. А. Макаренко по оценке ресурсов подземных вод Сочи-Мацестинского бассейна на основе данных о меженном речном стоке [27]. В качестве первой работы по региональной оценке подземного стока в реки можно назвать работу М. И. Львовича, в которой рассматриваются теоретическое обоснование, методика и результаты работ по оценке подземного питания рек СССР [19].

Подробный анализ зарубежных работ этого периода, главным образом американских ученых, связанных с оценкой инфильтрационного питания грунтовых вод (А. Елиса, Н. Кларка) и запасов грунтовых вод по величине подземного стока, дренируемого речной сетью (Э. Гандолла, И. Хауна, О. Мейнцера, Ф. Снайдера и др.), выполнен в обобщающей работе [27].

Второй, качественно новый этап исследований подземного стока начинается в нашей стране с 40-х годов, когда в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР под руководством Ф. П. Саваренского ставится комплексная проблема изучения процессов взаимодействия поверхностных и подземных вод в их природном единстве. В течение этого этапа в работах Б. Л. Личкова, И. К. Зайцева, Н. К. Игнатовича, А. М. Овчинникова, В. А. Сулина, А. И. Силина-Бекчурина, С. А. Шагоянца, Н. И. Толстихина были разработаны принципы структурно-гидрогеологического районирования крупных территорий, общие вопросы региональной гидрогеологии, основные положения теории гидродинамической и гидрохимической зональности структур различного типа и др. Исключительно большое значение для разработки методов изучения и количественной оценки подземного стока имели исследования в области динамики подземных вод, изучения их режима и баланса, проводившиеся в этот период Г. Н. Каменским, Н. А. Плотниковым, А. И. Силиным-Бекчуриным, А. А. Коноплянцевым, М. К. Хаббертом и др.

Работы в области изучения взаимодействия поверхностных и подземных вод, принципов генетического расчленения гидрографов речного стока, оценок подземного притока в реки и ресурсов подземных вод крупных территорий в различной постановке выполнялись И. В. Гармоновым, Г. Н. Каменским, Б. В. Поляковым, Б. И. Куделиным, Ф. А. Макаренко, М. П. Распоповым и др.

Можно сказать, что к концу этого этапа (к началу 60-х годов) учение о подземном стоке оформилось в виде самостоятельного

раздела региональных гидрогеологических исследований, причем решающая заслуга в разработке научно-методических основ этого учения несомненно принадлежит Б. И. Куделину, в работах которого рассмотрены условия взаимодействия подземных вод с речным стоком, определяемые различным характером их гидравлической связи, дан глубокий анализ методов расчета величин подземного стока, разработаны принципы его региональной количественной оценки и картирования. Исследования, выполненные Б. И. Куделиным для территории Днепровско-Донецкого бассейна, впервые осветили общие закономерности формирования водного баланса артезианских структур, распределения величин глубокого стока, ресурсов пресных артезианских вод и роли глубоких подземных вод в формировании водного баланса современной поверхности бассейна [27].

В результате работ второго этапа советская гидрогеология вплотную подошла к количественному отражению грандиозных процессов подземного стока [36]. В связи с этим Б. И. Куделиным впервые была поставлена общая задача широкого внедрения принципов и методов исследований подземного стока в практику региональных гидрогеологических работ, прежде всего с целью количественной оценки ресурсов подземных вод, изучения закономерностей их формирования и составления на этой основе обзорных карт ресурсов подземных вод отдельных районов страны и территории СССР в целом.

В качестве третьего этапа можно рассматривать исследования, начавшиеся в 60-х годах [19] и связанные с широкой постановкой работ по региональной оценке и картированию подземного стока на территории СССР. С 1959 по 1964 г. под руководством Б. И. Куделина Геологическим факультетом МГУ, Государственным гидрологическим институтом и ВСЕГИНГЕО с участием ряда других научно-исследовательских и производственных организаций впервые выполнены крупные работы по региональной оценке и картированию естественных ресурсов подземных вод СССР. В комплекте карт подземного стока масштаба 1 : 5 000 000 [23] и монографии «Подземный сток на территории СССР» [36] впервые в практике региональных гидрогеологических исследований дана характеристика распределения среднемноголетних параметров подземного стока на столь обширной территории и рассмотрены на количественной основе закономерности формирования ресурсов подземных вод в районах с различными природными условиями. Наряду с несомненным практическим вкладом результаты работ имели огромное теоретическое и методическое значение, так как позволили впервые использовать количественные данные для рассмотрения целого ряда общих вопросов формирования подземных вод и обоснованного проектирования различных видов региональных гидрогеологических исследований. Наряду с работами, проводившимися в масштабе всей страны, более детальные исследования подземного стока выполнялись в этот период на территории Казахстана и Средней Азии.

Одним из важнейших результатов исследований третьего этапа является включение методов оценки подземного стока в комплекс государственного гидрогеологического картирования 1 : 200 000—1 : 500 000 масштаба, а также в работы, связанные с оценкой эксплуатационных запасов подземных вод. Включение этих работ в комплекс исследований, выполняемых при гидрогеологическом картировании, значительно повысило информативность гидрогеологических карт и отчетов за счет получения количественных данных по формированию и распределению величин подземного стока, являющихся объективной характеристикой водообильности горных пород и участков картируемой территории.

Использование учения о закономерностях формирования и распределения величин подземного стока (естественных ресурсов) при оценке эксплуатационных запасов подземных вод крупных территорий и месторождений различного типа обеспечило разработку качественно новых представлений о классификации запасов и ресурсов подземных вод, их соотношениях, роли естественного и искусственного восполнения, структуре эксплуатационного водоотбора в различных гидрогеологических условиях и т. д., что в конечном счете привело к существенному изменению основных методических положений разведки и оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод. В свою очередь совершенствование методов гидродинамических расчетов, исследований режима и баланса подземных вод, а также моделирования процессов фильтрации имело решающее значение для постановки и выполнения более детальных исследований процессов формирования подземного стока с гидродинамической оценкой распределения его величин внутри бассейнов стока и балансовых участков, с расчетами взаимодействия водоносных горизонтов и взаимосвязи их с поверхностными водами, с количественной характеристикой скоростей и темпов водообмена и др.

Основные научные вопросы, проблемы и задачи изучения процессов подземного стока на рассматриваемом этапе наиболее полно сформулированы в монографии [36].

Разработка этих вопросов определяет основное содержание исследований подземного стока на современном (четвертом) этапе, который условно может быть выделен с конца 60-х — начала 70-х годов [19].

Продолжаются работы по региональной оценке подземного стока, выполняемые при составлении Карты подземного стока Центральной и Восточной Европы в масштабе 1 : 1 500 000. В Институте водных проблем (ИВП) АН СССР и на кафедре гидрогеологии МГУ проводятся работы по исследованию подземного стока в моря и его роли в формировании их водного и солевого режима; в ИВП, ГИН АН СССР и на кафедре гидрогеологии МГУ — исследования закономерностей формирования химического выноса с подземным стоком, его роли в общих процессах геохимической миграции в литосфере и денудационной деятельности подземного стока. В работах ряда зарубежных авторов рассматриваются во-

просы регионального движения подземных вод, разработки теоретических моделей регионального движения, количественной оценки ресурсов подземных вод в районах с различными условиями, в том числе при интенсивном хозяйственном использовании подземных вод.

Особенно широкое развитие на современном этапе исследований получили работы, связанные с изучением закономерностей формирования и распределения величин подземного стока в артезианских бассейнах платформенного типа [3, 12, 28]. Основой развития современных методов исследований по формированию подземного стока артезианских структур является монография «Гидрогеология СССР» [10, 11], которая содержит наиболее полную сводку гидрогеологических материалов и общих представлений о формировании подземных вод платформенных территорий страны. Кроме того, эти исследования принципиально невозможны без анализа и использования многочисленных материалов по региональной динамике, гидрохимии и гидротермии артезианских структур [19, 24, 31]. Огромный вклад в разработку проблем изучения региональной динамики и гидрохимии артезианских структур платформ внесли работы гидрогеологов-нефтяников, связанные с исследованием подземных вод глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов и площадей, а также работы, выполненные при изучении формирования состава высокоминерализованных вод и рассолов [9, 24, 42]. Наряду с этим чрезвычайно важны теоретические вопросы гидродинамики подземных вод глубоких горизонтов артезианских структур, рассмотренные в работах ряда советских и зарубежных авторов [24, 25, 29, 50].

На основе перечисленного регионального материала и общетеоретических выводов и построений работы, связанные непосредственно с изучением условий формирования и количественной оценкой величин подземного стока, выполнены в настоящее время практически по всем платформенным областям СССР [36].

В результате проведенных исследований, и прежде всего на основе широкого использования гидрометрических методов оценки, на обширной территории платформенных областей СССР охарактеризованы общие закономерности формирования и распределения среднемноголетних параметров подземного стока. Охарактеризована, главным образом качественно, связь распределения величин подземного стока с основными природными факторами, среди которых обычно рассматривается комплекс климатических, геолого-структурных, геоморфологических и гидрогеологических условий территории.

Значительно более подробно с применением вероятностно-статистических методов расчета охарактеризована связь распределения величин подземного стока с основными природными факторами на территории Прибалтийского артезианского бассейна [19]. Использование этих методов обеспечило обоснованное выявление основных стокообразующих факторов, в качестве которых автором рассматриваются среднемноголетние величины атмосферных

осадков и испарения, мощность и состав зоны аэрации, коэффициенты водопроводимости, значения гидравлического градиента и др. На основе методов парной и множественной корреляции количественно охарактеризованы связь величин подземного стока с основными природными факторами, многолетняя изменчивость величин стока, а также первые представления о цикличности процессов подземного стока.

Основным недостатком исследований подземного стока артезианских бассейнов платформ на современном этапе, обусловленным задачами работ (оценка ресурсов пресных подземных вод) и возможностями основного расчетного метода (гидролого-гидрогеологический метод), является изучение закономерностей формирования подземного стока главным образом в зоне интенсивного водообмена. Связь гидродинамических условий верхней зоны с процессами, протекающими в более глубоких частях разреза, их взаимовлияние и единство нередко остаются за пределами задач исследования.

В свою очередь исследования в области нефтяной гидрогеологии и гидрохимии глубоких подземных вод, как правило, мало учитывают роль современных процессов стока, интенсивно протекающих в верхних частях геологического разреза структур.

Характер геологической структуры бассейна с природными границами различных типов и ярусным залеганием элементов разреза, обусловливающим их тесное гидродинамическое взаимодействие, определяет необходимость балансового подхода к его изучению. Водно-балансовые исследования рассматриваются обычно в качестве основного метода количественной оценки процессов подземного стока в областях питания и разгрузки артезианских вод [27]. Тем не менее, до настоящего времени практически отсутствуют сколь-нибудь обоснованные представления о структуре водного баланса бассейна в целом, включая общий вид балансового уравнения, оценку роли отдельных составляющих, условия на границах различных типов и др.

Влияние широтной зональности на закономерности формирования и распределения величин подземного стока охарактеризовано огромным фактическим материалом по всем платформенным областям страны [36]. Однако пока еще отсутствуют представления о зональной или азональной природе распределения величин подземного стока, о средних значениях для каждой зоны (о значимости различий зональных средних и факторах, нарушающих зональность распределения величин и т. д.).

Геологическое строение бассейна (размеры и форма, типы границ, внутренний структурный план, строение разреза платформенного чехла и др.) во всех случаях рассматривается в качестве основного (геолого-структурного) фактора формирования подземного стока. Тем не менее в большинстве работ, связанных с изучением закономерностей формирования и распределения величин подземного стока артезианских бассейнов, анализу роли геолого-структурных факторов не уделяется должного внимания. Относи-

тельно мало внимания уделяется вопросу изучения генетической природы распределения основных свойств геофильтрационных сред различного типа, их связи с историей образования и тектонического развития артезианских структур. Не разработаны принципы и схема гидрогеологической стратификации разреза осадочного чехла с выделением основных элементов: слоя, горизонта, гидрогеологического (водоносного) этажа и т. д.

Несмотря на достаточно полную классификацию типов артезианских бассейнов, нет общепринятых представлений о различиях их геологического строения, принципиально важных с точки зрения гидрогеологической (гидродинамической) природы объекта.

Геолого-структурный подход (с учетом в полной мере истории геологического развития и строения объекта исследования) характерен для большинства классических работ по гидрогеологии артезианских бассейнов. Однако в последнее время в связи с объективно необходимым развитием гидродинамического направления исследований анализ влияния геолого-структурных факторов весьма часто отступает на второй план. В то же время при исследовании столь крупных и сложных природных объектов, как артезианские бассейны платформ, во всех случаях необходимо учитывать, что все закономерности распределения расчетных параметров объективно определяются историей тектонического развития и геологическим строением объекта и принципиально не могут быть выявлены без их внимательного изучения.

Анализ состояния проблемы и имеющихся материалов позволяет сформулировать основные задачи современных исследований закономерностей формирования подземного стока артезианских бассейнов платформенного типа в следующем виде.

1. Изучение влияния геолого-структурных факторов на процессы формирования подземного стока и водного баланса артезианских бассейнов платформ, включая размеры и форму объекта, внутренний структурный план, основные типы структурных границ и условия на них, строение и мощность осадочного чехла.

2. Разработка генетической классификации основных типов геофильтрационных сред разреза осадочного чехла с характеристикой факторов и процессов, определяющих общие закономерности пространственного изменения их свойств (характер фильтрационной неоднородности разреза чехла).

3. Разработка схемы гидрогеологической стратификации разреза осадочного чехла с обоснованием принципов выделения основных таксономических единиц: водоносный слой, горизонт, комплекс, гидрогеологический этаж (ярус).

4. Составление и обоснование уравнения водного баланса артезианского бассейна платформенного типа с анализом основных членов уравнения и их роли в формировании современного подземного стока бассейна.

5. Характеристика закономерностей формирования и распределения величин подземного стока верхнего гидрогеологического этажа бассейнов с различными природными условиями на основе анализа и обобщения материалов региональной оценки подземного стока на территории СССР; исследование роли стокообразующих факторов, анализ широтной зональности процессов подзем-

ного стока, детализация представлений о распределении параметров стока по материалам исследования опорных (типовых) участков бассейнов.

6. Изучение закономерностей формирования подземного стока нижних этажей разреза осадочного чехла с характеристикой распределения величин стока, изменения скоростей и темпов водообмена, роли глубокого артезианского стока в формировании водного баланса современной поверхности бассейна.

7. Разработка принципиальной схемы гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа с характеристикой процессов стока, распределения величин и процессов водообмена в различных гидродинамических зонах; разработка на этой основе геофильтрационной схемы (модели) бассейна в общем виде.

8. Исследование роли подземного стока и водообмена в различных зонах бассейна в процессах гидрогеохимической миграции, анализ влияния стока и распределения его величин на основные процессы формирования состава и минерализации подземных вод.

Глава 2

ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ СССР

Общие принципы гидрогеологического районирования территории СССР на основе ее структурно-тектонического строения впервые предложены в конце 30-х годов М. И. Васильевским *. Дальнейшее развитие принципов структурно-тектонического районирования связано с работами И. К. Зайцева, Н. И. Толстихина, Г. Н. Каменского, Н. А. Маринова, Б. И. Куделина и И. Ф. Фиделли и др. [11, 27, 33, 43, 48].

Практически во всех случаях при гидрогеологическом районировании платформ и ограничивающих их территорий необходимо выделение трех основных типов структурно-гидрогеологических элементов первого порядка, предложенных Г. Н. Каменским: 1) крупных артезианских бассейнов, приуроченных к впадинам платформенных областей (плиты, синеклизы и др.); 2) поднятий платформенного типа с выходом непосредственно на поверхность образований кристаллического или складчатого фундамента (щиты, массивы, кряжи); 3) складчатых областей внутриплатформенного типа (интракратонные складчатые зоны) и складчатых областей, являющихся границами платформенных территорий.

---

* Еще раньше, в 1925—1931 гг. структурно-тектонический подход к выделению гидрогеологических районов (бассейнов) в той или иной мере рассматривался А. Н. Семихатовым и Б. Л. Личковым.

О понятии «геогидродинамическая система»

Представления о строении и сущности геогидродинамических (природных водонапорных) систем рассматриваются в работах В. Н. Щелкачева, А. М. Овчинникова, А. А. Карцева, Б. А. Тхостова и др. Использование физического определения системы как совокупности элементов, объединяемых на основе одного или нескольких общих признаков (свойств), приводит к тому, что самостоятельные геогидродинамические системы выделяются в диапазоне от геогидродинамической системы отдельного пласта до системы Русской платформы и Урала. Выделение самостоятельного понятия водонапорная система [24] противопоставляет напорные воды грунтовым (грунтовые гидродинамические системы), и тем более поверхностным водам, что находится в явном противоречии с представлениями В. И. Вернадского о единстве, в том числе и гидравлическом, природных вод Земли *. Причины создания напора в общем случае могут быть различными (гидростатические, геостатические, геодинамические системы), однако совместное проявление этих причин вероятно в пределах любой гидрогеологической структуры, в связи с чем выделение системы на основе преобладания одной из причин является задачей неопределенной. В настоящее время практически отсутствуют обоснованные представления о соподчинении геогидродинамических систем (I, II, порядка и т. д.), принципах их выделения, типах границ и возможностях (условиях) взаимодействия систем различного вида и порядка.

В этом смысле одним из наиболее важных является вопрос о границах геогидродинамических систем, так как только достаточно ясные представления о положении границ системы и гидравлических условиях на них обеспечивают переход от природной системы к расчетной гидрогеологической модели, без чего выполнение количественных (балансовых) оценок принципиально невозможно. При существующем положении в качестве границ геогидродинамических систем чаще всего рассматриваются границы геологических структур (в плане) или стратиграфические границы комплексов горных пород (в разрезе), т. е. границы неопределенные в гидродинамическом отношении. Единственно возможным принципом обоснованного выделения геогидродинамических систем представляется бассейновый принцип с проведением границ системы (в плане) по водоразделам поверхностного и подземного стока [27, 43, 48].

Положение непроницаемых границ (в плане) определяет современную гидравлическую изоляцию геогидродинамической системы от смежных систем. В качестве верхней границы системы

* В границах практически любого сколько-нибудь крупного гидрогеологического региона всегда могут быть выделены участки с открытой гидравлической связью между поверхностными, грунтовыми и межпластовыми водами, которые в этом случае должны рассматриваться как единая гидродинамическая система.

рассматривается уровень грунтовых и поверхностных вод; положение нижней границы определяется глубиной воздействия основных дрен балансово изолированной территории.

Рассматривая гидросферу Земли в качестве единой геогидродинамической системы глобального порядка, прежде всего необходимо выделить существенно различные элементы этой системы, связанные с континентами и океаническими впадинами. Применительно к гидродинамике гидрогеосферы (подземной части гидросферы планеты) основным различием* континентов и океанических впадин является характер условий на верхней границе системы.

Динамика гидрогеосферы океанических впадин в настоящее время практически не изучена. Можно только предполагать, что здесь за пределами зоны гидравлического влияния континентальных систем в связи с едиными условиями на верхней границе (уровень Мирового океана) движение подземных вод определяется главным образом структурно-тектоническими условиями (проявление геостатических и геодинамических факторов).

В пределах континентов гидродинамические условия на верхней границе гидрогеосферы (уровень грунтовых и поверхностных вод) определяют формирование гидравлически обособленных направлений подземного и поверхностного стоков от наиболее приподнятых частей континента к побережью Мирового океана, впадинам внутренних изолированных морей и бессточным внутриконтинентальным котловинам. Водоразделы океанических бассейнов и бассейнов бессточных впадин, определяющие формирование различных, гидравлически обособленных направлений подземного стока, являются тем самым границами геогидродинамических систем континентального порядка.

Подобный подход впервые был использован при обосновании принципов гидрогеологического районирования Азии. Однако выделение в пределах континента водосборной площади того или другого океана в качестве гидрогеологической области стока вряд ли следует считать удачным, так как в таком выделении нет ничего геологического. Кроме того, в пределах одной территории в этом случае происходит выделение водосборного бассейна (поверхностные воды) и гидрогеологической области стока (подземные воды), представляющих, по нашему мнению, единую геогидродинамическую систему.

Континентальные геогидродинамические системы высшего порядка охватывают, как правило, весьма значительные территории, гидравлически объединяя существенно различные структурно-тектонические элементы континента (рис. 1). В этом случае каждый структурно-тектонический элемент может рассматриваться как часть единой системы, и различия этих частей будут определяться только их внутренним строением. Тем самым использование границ крупных структурно-тектонических элементов при дальнейшем расчленении континентальной геогидродинамической системы позволяет учесть основные различия геологического

* Различие динамики поверхностной части гидросферы в пределах континентов и океанов здесь не рассматривается.

строения отдельных ее частей (основной принцип структурно-гидрогеологического районирования). Однако в гидродинамическом (балансовом) отношении границы структурно-тектонических элементов континента практически всегда являются условными и не определяют гидравлической разобщенности смежных участков системы. В связи с этим выделение в пределах континентальной си-

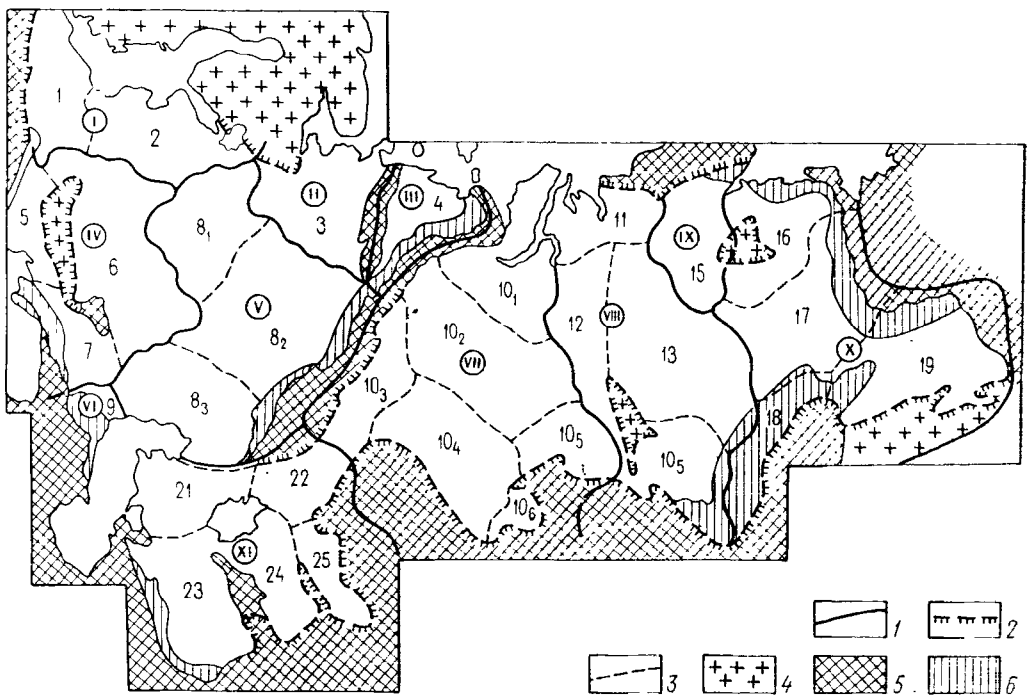


Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования платформенных территорий СССР. Геогидродинамические системы:

I — Прибалтийская; II — Двинско-Мезенская; III — Печорская» IV — Азово-Черноморская; V — Волго-Уральская; VI — Терско-Кумская; VII — Обь-Иртышская; VIII — Тазовско-Енисейская; IX — Хатангская; X — Оленекско-Ленская; XI — Арало-Каспийская. Артезианские бассейны (цифры на рисунке): 1 — Среднеевропейский; 2 — Прибалтийский; 3 — Северо-Двинский; 4 — Печорский; 5 — Причерноморский; 6 — Днепровско-Доиецкий; 7 — Азово-Кубанский; 8_1 — Московский; 8_2 — Волго-Камский; 8_3 — Прикаспийский; 9 — Восточно-Предкавказский; 10_1 — Прикарский; 10_2 — Среднеобский; 10_3 — Тобольский; 10_4 — Ишимо-Иртышский; 10_5 — Чулымский; 10_6 — Бийско-Барнаульский; 11 — Гыдаиско-Пясинский; 12 — Приенисейский; 13 — Тунгусский; 14 — Ангарский; 15 — Хатангский; 16 — Оленекский; 17 — Вилюйский; 18 — Верхне-Ленский; 19 — Южио-Якутский; 20 — Тургайский; 21 — Устюртский; 22 — Чуйский; 23 — Сырдарьинский; 24 — Амударьинский; *1* — границы геогидродинамических систем; *2* — структурные границы различного типа; *3* — границы артезианских бассейнов; *4* — кристаллические щиты; *5* — складчатые области; *6* — предгорные прогибы

стемы геогидродинамических систем следующих порядков не может быть основано только на использовании границ структурно-тектонических элементов земной коры, а должно выполняться с учетом их положения.

Примерно аналогичный подход использован Г. П. Якобсоном [47] при разработке принципов гидрогеологического районирования нефтегазоносных территорий. Выделение водонапорных систем различного типа, хотя это и не подчеркивается автором, производится также прежде всего на основе границ геолого-структурного типа с рассмотрением в качестве самостоятельных единиц системы Русской платформы, Уральской, Кавказской систем и др. Однако в

этом случае возникает противоречие, когда под единой водонапорной системой понимается «...совокупность вод, вмещающих их коллекторов и водоупоров, характеризующихся определенным энергетическим полем пьезометрических напоров...» [47], в то же время гидродинамически (гидравлически) разобщенная положением границ водонапорных бассейнов, выделяемых внутри системы на следующем этапе районирования. Подобное же несоответствие сохраняется и при выделении водонапорной системы высшего типа. Вызывает возражение также определение порядка системы только на основании ее размеров, так как подобный подход не имеет ни геолого-структурного, ни гидродинамического смысла.

В пределах континентальной системы с единым базисом стока (дренирования), определяемым уровнем Мирового океана (внутреннего морского бассейна), в качестве геогидродинамических систем следующего регионального порядка должны рассматриваться крупные речные бассейны (реки первого порядка), для площади которых наиболее низкие положения базиса стока на выходе из системы также соответствуют уровню Мирового океана [43, 48].

Выделение региональных геогидродинамических систем I порядка на основе речных бассейнов (группы бассейнов первого порядка) производится с учетом положения границ основных структурно-тектонических элементов континента, что определяет возможности выделения в единую систему территорий, характеризующихся единым геологическим строением (см. рис. 1).

Такое косвенное использование структурно-тектонического принципа при выделении систем чрезвычайно важно, так как позволяет учесть возможные внутриструктурные связи, существовавшие в предшествующие геологические эпохи при другой конфигурации гидрографической сети.

При использовании бассейнового принципа выделения геогидродинамических систем региональные системы II порядка будут соответствовать площади речного бассейна (группы бассейнов) второго порядка и т. д., причем учет положения границ структурно-тектонических элементов различных порядков возможен здесь на любом уровне выделения соответствующих систем.

Таким образом, под региональными геогидродинамическими системами континента следует понимать гидравлически обособленные бассейны стока с общим направлением или направлениями движения поверхностных и подземных вод, определяемыми положением основного базиса стока (дренирования).

Выделение в единую геогидродинамическую систему бассейна или нескольких бассейнов стока производится с учетом положения границ крупных структурно-тектонических элементов земной коры, внутри которых возможно проявление внутриструктурного (межбассейнового) взаимодействия потоков подземных вод. Границами системы в плане являются водоразделы поверхностного и подземного стока, а гидравлические условия на верхней границе системы (положение уровней грунтовых и поверхностных вод) определяются рельефом территории. Порядок системы определяется порядком базиса стока (дренирования), а положение нижней (в разрезе) границы системы — глубиной воздействия соответствующего базиса дренирования.

Артезианские бассейны, артезианские области и системы артезианских бассейнов

Понятие артезианский бассейн определяет не только структурно-геологическую природу объекта, условия залегания и типы подземных вод, но и основные черты региональной динамики подземных вод, а также общие закономерности изменения их химического состава и минерализации.

Попытки заменить это понятие терминами подземный водный бассейн, бассейн пластовых напорных вод, водонапорный бассейн, водонапорная система и другими следует признать неприемлемыми, так как они значительно менее конкретны по смыслу, как правило, требуют дополнительного разъяснения и приводят к появлению громоздких определений типа «водонапорная система артезианского бассейна».

Достаточно хорошо, на наш взгляд, разработана классификация типов артезианских бассейнов, отражающая их связь с определенными структурно-тектоническими элементами земной коры. Однако до настоящего времени практически нет общепринятого определения понятия артезианский бассейн. О. К. Ланге понимает под артезианским бассейном геологическую структуру, которая обеспечивает наличие напора в слагающих бассейн водоносных пластах. И. К. Зайцев считает, что «... это структуры, характеризующиеся господствующим распространением водоносных комплексов, к которым приурочены скопления подземных вод преимущественно пластового типа» [16]. По мнению авторов сводного тома монографии «Гидрогеология СССР», артезианские бассейны — это «бассейны преобладающего распространения пластовых вод» [11]. Очевидно, что все приведенные определения нельзя считать исчерпывающими.

Еще более неопределенными являются понятия артезианская область и система артезианских бассейнов. По А. М. Овчинникову [33], в качестве гидрогеологического региона (области) следует рассматривать территории, более или менее совпадающие с крупными тектоническими элементами земной коры.

По мнению И. К. Зайцева, совокупность гидрогеологических структур того или иного типа, связанных между собой общностью гидродинамического процесса, образует гидрогеологическую область (артезианские области, соответствующие платформам, и т. д.) [16].

Исходя из геологической и гидрогеологической сущности объекта под артезианским бассейном следует понимать единую геогидродинамическую систему (часть системы), пространственно связанную со структурно-тектоническим элементом, верхний этаж (этажи) которого представлен толщей полого залегающих или слабо дислоцированных преимущественно осадочных пород, содержащих межпластовые подземные воды.

Порядок артезианских бассейнов при их соподчинении определяется порядком геогидродинамической системы и тектонической

структуры, тип бассейна — типом структуры, так как именно тип тектонической структуры определяет не только размеры бассейна, но и геологическое строение его разреза, что обусловливает существенно различные условия формирования артезианских вод в бассейнах разного типа.

Под артезианскими бассейнами платформенного типа следует понимать бассейны, связанные с отрицательными структурами платформ (плиты, синеклизы), предгорными прогибами и краевыми синеклизами. Выделение в качестве единого типа бассейнов, связанных в данном случае со структурами различного типа, оправдано рядом общих закономерностей строения их геологического разреза, определяющих основные условия залегания и региональную динамику подземных вод.

Выделение артезианского бассейна на основе единой геогидродинамической системы и тектонической структуры определяет наличие двух типов границ бассейна в плане: гидравлически закрытых границ системы (водоразделы) и условных (в гидравлическом отношении) границ тектонических структур, разделяющих участки с различным строением разреза.

При наличии в пределах крупных структурных элементов (плиты, краевые синеклизы) нескольких геогидродинамических систем I порядка артезианские бассейны которых в настоящее время гидравлически обособлены, эти элементы должны рассматриваться в качестве артезианских областей, выделяемых в данном случае на основе структурного принципа.

Наиболее типичным примером артезианской области является территория Русской плиты, в пределах которой может быть выделен целый ряд региональных геогидродинамических систем I порядка. Положение непроницаемых границ в пределах плиты отражает современную гидродинамическую обособленность отдельных ее участков. Выделение плиты в соответствии со структурно-тектоническими границами в единую артезианскую область подчеркивает принципиальную возможность существования гидравлической связи между отдельными ее участками в предшествующие геологические эпохи при иной конфигурации границ региональных геогидродинамических систем I порядка. Подобные условия характерны для территории Западно-Сибирской и Туранской плит и др. (см. рис. 1).

Если в пределах региональной геогидродинамической системы или части системы по положению границ структурно-тектонических элементов можно выделить несколько артезианских бассейнов первого порядка, территория, занятая ими, может рассматриваться как единая система артезианских бассейнов.

В качестве примера может рассматриваться Волго-Уральская геогидродинамическая система, в пределах которой (на территории Русской плиты, Предуральского прогиба и Прикаспийской краевой синеклизы) при принятых схемах районирования выделяется обычно несколько артезианских бассейнов первого порядка. В данном случае объединение артезианских бассейнов первого порядка в единую систему отражает наличие гидравлической связи между ними в современных структурных и физико-географических условиях.

Таким образом, представление о существовании двух типов региональных гидрогеологических границ приводит к различным определениям понятий геогидродинамическая система, артезианский

бассейн, система артезианских бассейнов и артезианская область. В свою очередь перечисленные выше единицы должны рассматриваться в качестве основных гидрогеологических элементов (районов различных порядков) при районировании платформенных территорий.

Границы гидрогеологических районов I и II-го порядков

Как было указано выше, таксономия структурно-гидрогеологических элементов платформенного типа первого порядка и принципы их выделения являются практически общепризнанными. Однако, несмотря на довольно длительную историю вопроса, до настоящего времени остаются спорными принципы проведения границ выделяемых структурно-гидрогеологических элементов как при разделении типично артезианских районов и складчатых областей, так и при районировании территорий со сплошным распространением отложений осадочного чехла. Именно поэтому гидрогеологическое районирование платформ весьма часто заканчивается на стадии определения названия или порядкового номера структурно-гидрогеологического элемента без характеристики положения и типа его границ. Сложность решения этого вопроса обусловлена следующими основными причинами.

1. Необходимостью учета при гидрогеологическом районировании таких территорий, помимо структурно-тектонических, также и гидравлических границ, в качестве которых должны рассматриваться основные водоразделы подземного стока (границы геогидродинамических систем разных порядков);

2. Существованием структурно-тектонических границ различного типа, различной гидравлической природой этих границ и ролью их в формировании процессов подземного стока;

3. Неопределенностью понятий: артезианская область, артезианская система или система артезианских бассейнов и т. д.

Необходимость учета гидродинамических границ системы (водоразделов подземного стока) подразумевается всегда, когда в качестве гидрогеологического района рассматриваются бассейн подземных вод, включающий области питания и разгрузки подземных вод [17] или водонапорные системы как более или менее четко оконтуренные бассейны подземных вод [35]. Учет границ этого типа при гидрогеологическом районировании осуществляется особенно строго при выделении районов по бассейновому принципу (район — бассейн стока) с проведением границ смежных систем по водоразделам подземных потоков двух верхних гидродинамических зон или по основным орографическим водоразделам [43, 48].

Тесная связь направлений движения подземных вод различных зон платформенных структур с современной (неоген-четвертичной) орографией поверхности установлена во многих случаях [36]. Применительно к формированию глубокого подземного стока с характеристикой примеров эта проблема наиболее полно рассмот-

рена в работе [43]. Однако до настоящего времени вопрос о положении водоразделов глубокого стока и их связи с основными орографическими элементами не является бесспорным главным образом в связи со слабой пьезометрической изученностью глубоких водоносных горизонтов. В то же время по косвенным или неполным данным дренирующее воздействие крупных речных долин

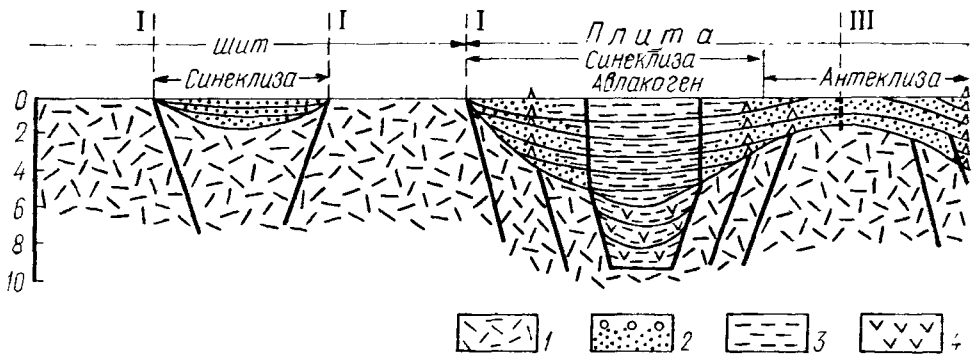


Рис. 2. Основные элементы внутреннего строения платформ [44].
I, II, III — типы границ; *1* — фундамент; *2—4* — чехол (*2* — обломочные отложения, *3* — бассейнов; *6* — системы валов; *7* — сложнодислоцированные породы; *8* — зоны тектониче-

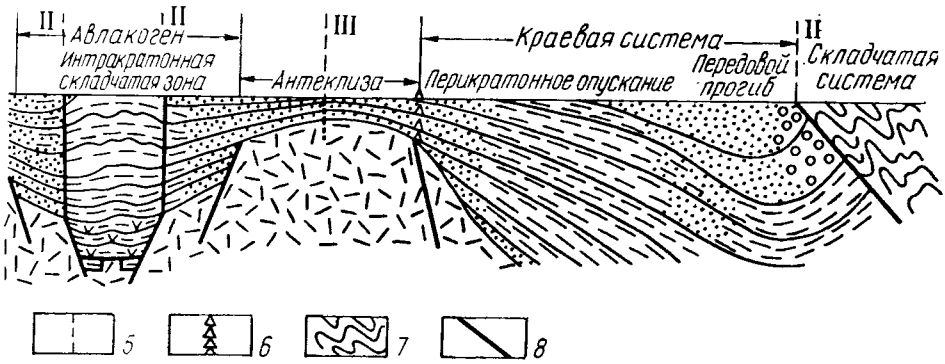
на водоносные горизонты глубоких частей разреза осадочного чехла устанавливается достаточно четко [3, 35, 48].

Положение основных гидравлических границ потоков подземных вод (гидрогеологических районов) в пределах платформ, и особенно плит наиболее полно учитывается при выделении геогидродинамических систем, соответствующих крупным водосборным бассейнам современной поверхности. В соответствии с этим принципом в пределах платформенных территорий СССР могут быть выделены 11 геогидродинамических систем, границы которых определяются положением как главнейших орографических элементов (водоразделов), так и основных структурных границ (см. (рис. 1).

Анализ положения выделенных систем показывает, что на территориях со сплошным распространением осадочного чехла (плиты) эти границы достаточно четко совпадают с границами основных структурно-тектонических элементов. Для европейской части СССР это показано в работе [43]. Для Туранской и Западно-Сибирской плит и Сибирской платформы эта закономерность также сохраняется. Так, граница Обь-Иртышской и Арало-Каспийской систем четко совпадает с положением Кустанайского вала; граница Тазовско-Енисейской и Оленекско-Ленской систем проходит вблизи структурной границы Тунгусской синклизы, а в южной части — по борту Ангаро-Ленского прогиба. В то же время частичное несовпадение структурно-тектонических и орографических границ легко объяснимо, так как структурно-тектонические границы отражают тектонику предыдущих этапов развития, в то время как орографический план территории, а с ним и направленность про-

цессов поверхностного и подземного стоков как показатель более точный, в определенной мере должен быть связан уже с неотектонической перестройкой структурного плана этих в целом устойчивых территорий.

Характер внутреннего строения континентальных платформ определяет существование здесь трех основных типов структурно-



глинистые и карбонатные отложения, *4* — основные эффузивы); *5* — границы артезианских нарушений. Размеры по вертикали в км

гидрогеологических границ, используемых при выделении артезианских областей и бассейнов различного порядка.

К I типу относятся границы распространения отложений осадочного чехла и пород кристаллического фундамента. Такие границы всегда рассматриваются в качестве основных при выделении гидрогеологических массивов и прилегающих к ним артезианских структур (рис. 2). Однако уже Б. Л. Личков, выделяя так называемые районы питания подземных вод, подчеркивал условный характер этих границ. Действительно, границы этого типа при гидрогеологическом районировании во всех случаях могут рассматриваться только в качестве условных, так как они, определяя резкие различия условий формирования подземных вод смежных гидрогеологических районов (гидрогеологический массив — артезианский бассейн), никогда не определяют гидродинамической изолированности этих районов.

Границы II типа связаны с зонами сочленения артезианских структур платформ и краевых прогибов с геосинклинальными или интракратонными складчатыми областями. По своему гидродинамическому значению эти границы тоже условные, однако определение их точного положения в ряде случаев представляет известные трудности. Такие границы устанавливаются относительно четко, когда сочленение складчатой зоны с платформой или предгорным прогибом проходит по зоне разлома, который фиксируется в виде краевого шва (по Н. С. Шатскому) или в виде складчатости, флексуры и т. д., хорошо выраженной на поверхности. Если же отложения типично платформенных формаций вовлечены в область поднятий (Западный Урал, Тиман и др.), положение границы ар-

тезианского бассейна и складчатой области всегда в какой-то мере неопределенно.

Представляется мало обоснованным предложение И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина о включении в артезианский бассейн области питания подземных вод верхней гидродинамической зоны или, тем более, всей области распространения платформенных формаций до границ выхода на поверхность собственно пород фундамента.

С точки зрения формирования инфильтрационного питания подземных вод бассейна границы I и II типов являются условными, т. е. внешняя область питания может быть связана и с участками распространения отложений чехла и пород фундамента, причем роль внешней области питания в значительной мере определяется строением периферии бассейна. В то же время интенсивная дислоцированность осадочных пород в пределах склона складчатого сооружения обусловливает их существенную плановую неоднородность, связанную с положением складчатых зон, тектонических нарушений, глубоких эрозионных врезов и т. д. Таким образом, здесь в большей или меньшей степени всегда нарушается основное свойство геофильтрационных сред платформенного типа — их преобладающая слоистая неоднородность, что, в свою очередь, определяет существенные изменения условий формирования подземных вод (положение зон питания и разгрузки, характер движения, формирование химического состава и др.).

В качестве структурно-гидрогеологических границ III типа рассматриваются своды положительных структур (антеклизы, пояса валов, локальные поднятия и т. д.), в пределах которых породы фундамента не выходят непосредственно на поверхность, а перекрываются осадочным чехлом относительно сокращенной мощности (см. рис. 2). В области сплошного распространения отложений чехла этот тип границ наиболее распространен, особенно при выделении артезианских бассейнов (гидрогеологических районов), второго, третьего и более высоких порядков [10]. Однако в большинстве случаев своды подобных поднятий вообще не могут рассматриваться в качестве гидрогеологических границ, так как на них не происходит изменений условий формирования подземных вод при сплошном развитии пород чехла и отсутствуют какие бы то ни было гидравлические (гидродинамические) предпосылки к их выделению.

Наиболее характерным примером является Воронежская антеклиза. Действительно, на каком основании ось Воронежской антеклизы можно считать границей смежных Днепровско-Донецкого и Московского артезианских бассейнов, если гидравлическая граница (в данном случае граница двух систем I порядка) смещена к северу на расстояние 150—200 км. Естественно, что при мощности чехла 500—1000 м и особенностях его строения здесь не может быть никакой структурной обусловленности движения подземных вод, и подземный сток в породах чехла формируется под влиянием четвертичной гидрографической сети [10]. Аналогичный пример можно привести по юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, где в моноклинальных структурных условиях положение водораздела Обь—Енисей определяет формирование двух гидравлически разобщенных потоков подземных вод [3, 10].

Только в том случае, если положительные структурные формы плит выражены в современном рельефе территории и с ними связаны орографические водоразделы речных систем, или, что бы-

вает реже, установлены участки региональной разгрузки артезианских вод (вал Карпинского), они могут рассматриваться в качестве безусловных структурно-гидродинамических границ артезианских бассейнов. При отсутствии связи структурного и орографического планов территории единственно правильным является выделение районов или бассейнов по положению основных водоразделов поверхностного и подземного стока [43, 48], представляющих собой безусловные, объективно существующие гидродинамические границы.

Действительно, с точки зрения гидрогеолога все основные водоразделы подземного стока на плитах должны быть обусловлены процессами тектонического развития. Несовпадение структурного и орографического планов территории не требует гипотетических доказательств связи гидравлических границ с теми или иными структурными формами, а практически всегда объясняется или конкретными условиями формирования потока подземных вод, или, значительно чаще, недостаточной тектонической изученностью территории.

В этом смысле наибольшие возражения вызывает выделение на основе структурного признака в единый артезианский бассейн смежных геогидродинамических систем одного порядка. В качестве примера можно привести Западно-Сибирскую артезианскую область, выделяемую в пределах одноименной геосинеклизы, на площади которой могут быть выделены Обь-Иртышская и Тазовско-Енисейская геогидродинамические системы; Ангаро-Ленский регион, также объединяющий в пределах одной структурной формы две геогидродинамические системы, и др.

Задача обязательного учета при гидрогеологическом районировании платформенных территорий крупных структурных форм (плиты, щиты, синеклизы и т. д.) и основных гидравлических границ (геогидродинамические системы I порядка) может быть решена при введении в строгом разграничении понятий двух крупных единиц районирования: артезианская область и система артезианских бассейнов (артезианская система).

Артезианская область выделяется на основе структурно-тектонического признака и объединяет территорию со сплошным распространением пород осадочного чехла, в пределах которой по положению гидравлических границ могут быть выделены гидродинамически разобщенные системы артезианских бассейнов.

Система артезианских бассейнов может быть выделена на площади плиты в границах геогидродинамической системы I порядка. В пределах системы артезианские бассейны первого порядка могут быть выделены только по положению условных структурно-тектонических границ. Наличие в пределах системы гидравлических границ, не связанных с границами основных структурных форм, может рассматриваться в качестве основы для выделения артезианских бассейнов второго, третьего и более высоких порядков.

В этом смысле можно говорить об артезианской области Русской платформы, понимая под этим все территории с распространением пород чехла, об артезианской области Западно-Сибирской

и Туранской плит и др. Но в то же время можно рассматривать отдельно Азово-Черноморскую систему артезианских бассейнов (Русская и Скифская платформы), Волго-Каспийскую систему Русской платформы, Обь-Иртышскую систему Западно-Сибирской плиты, Оленекско-Ленскую систему Восточно-Сибирской платформы и т. д. (см. рис. 1).

Глава 3

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СРЕДЫ БАССЕЙНА: ОСНОВНЫЕ ТИПЫ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, СВОЙСТВА

Структурно-геологический подход к изучению законов строения и развития гидрогеосферы является ведущим принципом региональной гидрогеологии. При гидрогеологических исследованиях под термином геологическая (тектоническая) структура во всех случаях подразумевается конкретный, в большей или меньшей степени обособленный участок земной коры, отличающийся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих его горных пород [44]. Понятие геотектоническая структура включает также историю геологического развития данного элемента земной коры, т. е. направленность, характер и интенсивность геологических процессов, а тем самым и процессов формирования гидрогеосферы рассматриваемого элемента.

Таким образом, выделение тектонической структуры как трехмерного геологического тела с определенной историей развития, с точки зрения гидрогеологического изучения, сразу определяет его важнейшие особенности: форму, размеры, строение разреза, состав и свойства горных пород, историю развития — которые рассматриваются в качестве основных структурно-геологических факторов формирования подземных вод.

Закономерности строения и развития континентальных платформ, разрез их отложений, основные типы осадочных формаций подробно рассмотрены в специальной литературе [26, 44].

При гидрогеологическом изучении платформ отложения осадочного чехла можно рассматривать как совокупность геофильтрационных сред с геологически упорядоченной слоистой неоднородностью. Вертикальная слоистая (пластовая) неоднородность по масштабу и характеру проявления является основным и наиболее общим свойством разреза осадочного чехла. Природа этой неоднородности генетически обусловлена историей формирования горных пород осадочного чехла платформы, она имеет безусловно региональный характер, сохраняясь на площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров, в области наиболее обширных структурных элементов континентальных платформ-плит. Проявление ее характерно для любого участка распространения от-

ложений осадочного чехла и практически всегда может рассматриваться как геологически упорядоченное (стратиграфическая или литолого-фациальная упорядоченность). Масштаб неоднородности, т. е. пределы изменения фильтрационных свойств в вертикальном разрезе (для смежных слоев), может достигать нескольких порядков (от 10^2 до 10^{-7} м/сут и более).

Участки и зоны с резкими нарушениями слоистой неоднородности пород чехла (линейная или блоковая неоднородность), формирующиеся в пределах всего разреза или его крупного элемента, могут быть связаны только с определенными структурными зонами, отдельными структурами, тектоническими нарушениями и т. д. и в сравнении с общей площадью распространения пород чехла всегда являются локальными.

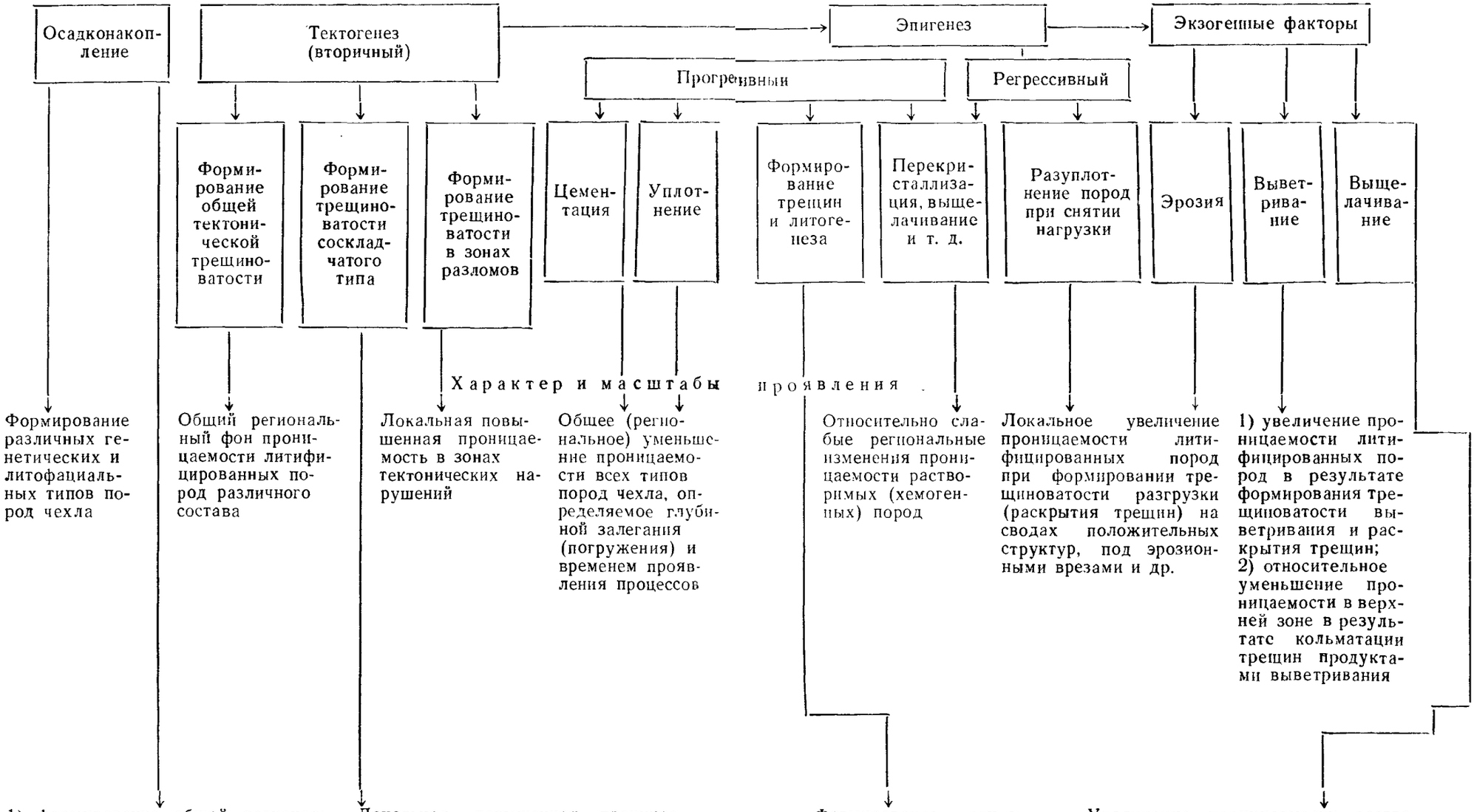
При генетическом подходе к изучению закономерностей формирования и распределения фильтрационных свойств осадочных толщ чехла платформенных структур в качестве основных факторов должны рассматриваться: условия осадконакопления, эпигенетические изменения осадочных пород и процессы тектогенеза (табл. 1).

Анализ выделенных факторов показывает, что их воздействие определяет практически все общие закономерности пространственного рапределения свойств основных типов пород осадочного чехла — их региональную изменчивость (неоднородность нулевого порядка по М. В. Рацу). В этом случае при рассмотрении конкретного типа или типов среды выявление основного определяющего фактора формирования ее свойств должно обеспечить качественный прогноз характера и возможного масштаба их изменений в пространстве. Подобный прогноз усложняется главным образом тем, что перечисленные факторы действуют совместно, причем для различных типов пород чехла и на различных этапах тектонического развития структуры относительная роль каждого из них может существенно меняться, а современные закономерности распределения фильтрационных свойств горных пород есть результат их длительного комплексного воздействия.

В настоящее время обоснование региональных гидрогеологических моделей различного типа и масштаба, в том числе и бассейнов платформенного типа, практически всегда осуществляется при резком недостатке и относительно малой достоверности фактического материала по распределению основных фильтрационных параметров горных пород. Экстраполяция имеющихся данных на значительные площади или интерполяция их в большинстве случаев производятся с использованием формальных приемов, что нередко приводит к существенным ошибкам. Подобное положение связано в основном с тем, что пока практически не разработаны генетически обоснованные представления о региональных закономерностях распределения фильтрационных параметров основных типов горных пород в различных геолого-структурных условиях. В то же время, по нашему мнению, без разработки таких представлений задача изучения и картирования регионального

Таблица 1

Факторы и процессы формирования фильтрационных свойств пород осадочного чехла



распределения основных фильтрационных параметров горных пород (обоснование региональных расчетных моделей) принципиально невыполнима.

Генетическая классификация природных фильтрационных сред

Теоретические и общие вопросы формирования и распределения фильтрационных свойств горных пород в различной постановке рассматриваются в работах В. М. Добрынина, М. В. Раца, Е. М. Смехова, Д. С. Соколова и др. Однако многообразие типов водоносных и слабопроницаемых пород, условий их залегания и истории геологического развития структур разного типа приводит к тому, что формирование фильтрационных свойств горных пород практически всегда связано с комплексным воздействием ряда природных факторов (см. табл. 1), и это делает задачу изучения общих региональных закономерностей исключительно сложной. Общие представления о закономерностях пространственного распределения фильтрационных свойств могут быть разработаны только на основе единой классификации типов геофильтрационных сред, отражающей различия генезиса, структуры и морфологии свободного фильтрующего пространства основных типов водоносных и слабопроницаемых пород, а также возможные масштабы и характер их неоднородности. В качестве *геофильтрационных* (природных фильтрационных) *сред* в этом случае рассматриваются генетические типы горных пород или элементы геологического разреза (формации, субформации, водоносные комплексы и др.) с едиными условиями формирования и пространственного распределения фильтрационных свойств.

Вопросам разработки генетической классификации типов геофильтрационных сред до настоящего времени не уделялось должного внимания. Многочисленные классификации подземных вод по типам водовмещающих пород основаны главным образом на учете структуры и морфологии свободного фильтрующего пространства. Классификации типов природных скоплений подземных вод, основанные прежде всего именно на учете особенностей строения природных водовмещающих сред, также используют только структурно-морфометрический признак и не рассматривают различия условий формирования фильтрационных свойств среды. Значительно более подробные классификации нефтяных коллекторов учитывают только характер и величины проницаемости и емкости горных пород, а также структуру фильтрующего пространства, или могут использоваться в основном для ограниченных участков. В общей схеме нефтяных коллекторов, предложенной Р. С. Безбородовым и Ю. К. Бурлиным, выделены основные процессы, определяющие формирование пустот в породах различного типа, однако ни сами процессы, ни генезис фильтрующего пространства не учитываются прямо при выделении основных типов коллекторов, за исключением карстового и биопустотного типов.

Предлагаемая классификация природных фильтрационных сред (табл. 2) учитывает условия формирования конкретных типов среды, генезис и морфологию свободного фильтрующего пространства, а также степень и характер влияния рассмотренных выше процессов (см. табл. 1) на формирование региональной фильтрационной неоднородности различных типов горных пород.

В общем классификационном построении все типы водоносных и слабопроницаемых пород могут быть сведены к двум группам геофильтрационных сред. Внутри групп тип среды определяется генезисом водовмещающих пород или генетическим типом свободного пространства (группа седиментогенных сред), подтип — процессами (условиями формирования), обусловливающими характер и масштабы фильтрационной неоднородности среды. Возможность перехода от подтипа среды к конкретным геологическим формациями или субформациям (главным образом для седиментогенных сред) позволяет в какой-то мере прогнозировать общие закономерности изменения мощности отложений, характер слоистости, гранулометрический, химический и минералогический составы, т. е. основные характеристики, определяющие не только первичную седиментогенную неоднородность среды, но в значительной степени и все вторичные постседиментационные изменения. Как и каждая естественно-геологическая классификация, предложенная является относительной, поскольку наряду с выделенными типами и подтипами геофильтрационных сред возможно существование более сложных переходных подтипов, фильтрационная неоднородность которых формируется под относительно равнозначным воздействием нескольких факторов (см. табл. 1). Естественно, что в этом случае роль каждого фактора не может быть выяснена из общих классификационных построений, а должна определяться по результатам исследования конкретного природного объекта.

В качестве седиментогенного гранулярного типа среды рассматриваются горные породы, фильтрационная неоднородность которых сформирована непосредственно в процессе осадконакопления. К средам этого типа наиболее строго могут быть отнесены рыхлые и слабосцементированные песчано-глинистые породы чехла молодых платформ и верхних структурных этажей древних платформ, не подвергшиеся интенсивным процессам уплотнения и литификации, а также рыхлые осадочные толщи межгорных впадин и прогибов. Таким же типом среды будут пески и слабосцементированные песчаники нижних структурных этажей осадочного чехла, если их проницаемость в решающей степени связана с сохранением первичной седиментогенной пористости.

Фильтрационная неоднородность сред этого типа определяется главным образом изменением гранулометрического состава водовмещающих пород и степенью их уплотнения. В качестве основных закономерностей изменения фильтрационных свойств среды, формирующейся под воздействием названных факторов, следует рассматривать резкое сокращение проницаемости пород с удалением

Таблица 2

Классификация геофильтрационных сред

Группа фильтрационных сред	Тип геофильтрационной среды	Подтипы геофильтрационных сред	Тип фильтрующего пространства	Примечание
Седиментогенная	Гранулярный	Морской, прибрежно-морской; покровно-ледниковый; аллювиально-пролювиальный; аллювиальный, озерно-аллювиальный; континентально-лагунный	Поровый	Возможны и другие подтипы среды, выделяемые по типу терригенных субформаций или литогенетических комплексов осадочных пород
	Трещинный	Экзогенный	Трещинный, порово-трещинный	
		Складчатый	Трещинный	
		Субэндогенный		
	Карстовый	Карстующийся	Трещинно-каверновый	В зонах современного развития карстового процесса
		Палеокарстовый		
		Субэндогенный	Трещинный	
		Гранулярно-обломочный	Трещинно-поровый (каверновый)	
Магмогенно-метаморфогенная	Магматогенный	Экзогенный (экзогенно-блоковый)	Трещинный	
		Субэндогенный	Трещинно-жильный	
		Покровно-лавовый	Трещинный	Области молодого вулканизма
	Метаморфогенный	Экзогенный	Трещинный	
		Складчато-экзогенный		
		Субэндогенный Карстующийся	Трещинно-жильный Трещинно-каверновый	Мраморы, мраморизованные известняки

от областей сноса обломочного материала и с увеличением глубины их залегания (рис. 3, 4).

Для сред седиментогенного гранулярного типа достоверные представления о региональных закономерностях распределения фильтрационных свойств могут быть получены только на основе реконструкции условий осадконакопления, в связи с чем подтипы среды могут быть прямо сопоставлены с основными типами терригенных осадочных формаций и субформаций или определенными

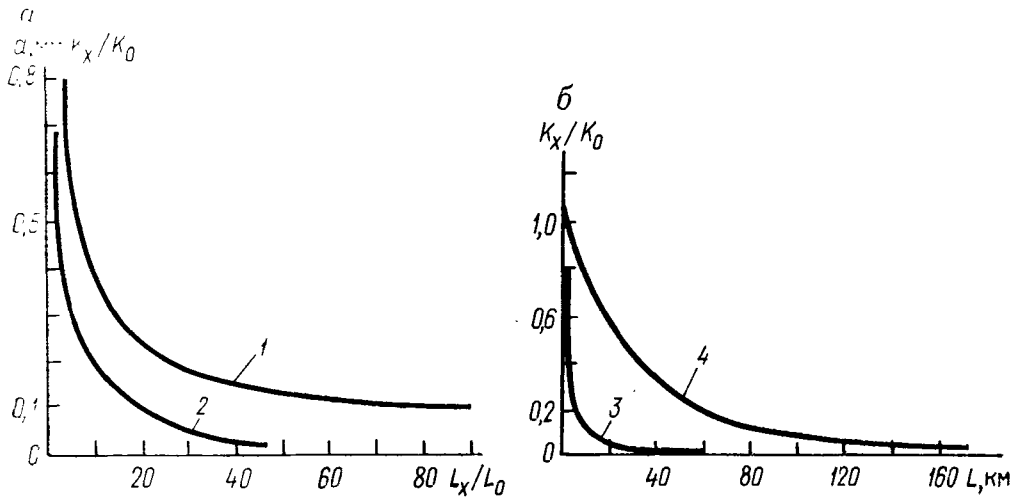


Рис. 3. Графики изменения относительной проницаемости осадочных пород:
а — с удалением от области сноса обломочного материала; *б* — при погружении пласта (на основе теоретической зависимости В. М. Добрынина).
Графики изменения: *1* — диаметра частиц *d*; *2* — коэффициента фильтрации K_x/K_0; *3* — проницаемости при угле падения пласта 1°; *4* — то же, при 10°

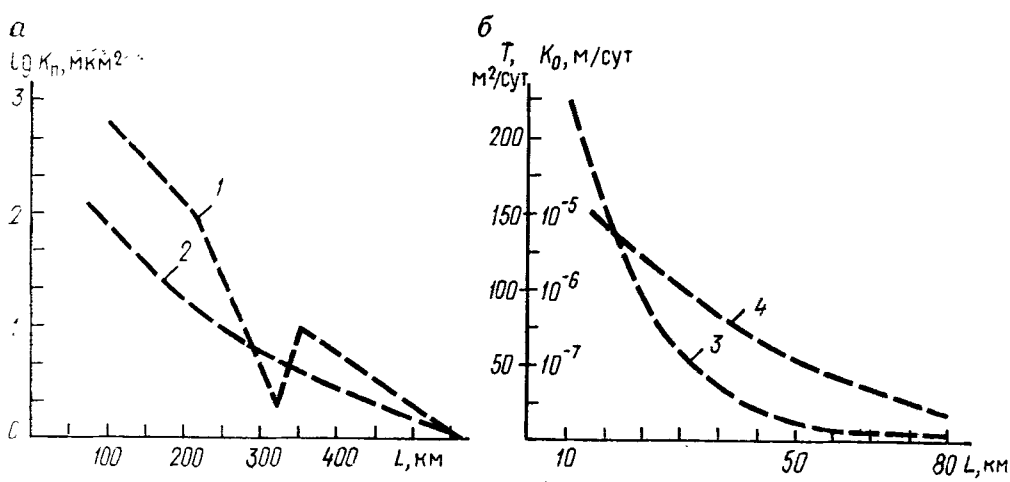


Рис. 4. Графики регионального изменения проницаемости (проводимости) сред седиментогенного гранулярного типа:
а — терригенных пород нижнего триаса Прикаспийской впадины по линии Актюбинск — Гурьев [38]; *б* — юрских отложений Воронежской антеклизы по линии Курск—Обоянь. *1* — в трансформации для глубины 1000 м; *2* — в трансформации для глубины 2000 м; *3* — проводимость водоносного комплекса *T*; *4* — проницаемость K_0

литогенетическими комплексами осадочных пород (см. табл. 2). Многообразие условий формирования терригенных осадочных формаций определяет существенно различные характер и масштабы фильтрационной неоднородности водовмещающих пород, однако с некоторой долей условности все среды этого типа могут быть сведены к двум основным разновидностям с резко различными закономерностями распределения фильтрационных свойств.

Среды с относительно упорядоченной неоднородностью формируются в обстановке, когда изменение условий осадконакопления (смена фаций) в пространстве или во времени происходит относительно закономерно, охватывая структуру в целом или ее крупные литофациальные зоны (аллохтонные, асимметричные или ритмично построенные толщи осадочных пород) *. К этой разновидности могут быть отнесены отложения морских терригенных формаций (песчано-глинистые и глауконитово-кварцевые субформации), прибрежно-морских, молассовых формаций (субформаций) и др.

В качестве сред с неупорядоченной неоднородностью могут рассматриваться толщи рыхлых и слабоцементированных осадочных пород, формирование которых происходило при резкой и частой во времени и в пространстве смене условий осадконакопления. Изменения условий осадконакопления на коротких расстояниях обусловливают не только изменение гранулометрического состава осадков, но и смену литогенетического типа, в связи с чем первичная седиментогенная макронеоднородность среды может характеризоваться скачкообразными изменениями фильтрационных параметров (в диапазоне двух-трех порядков и более).

При изучении пространственного распределения фильтрационных свойств в неоднородных средах безусловно могут быть выделены участки и зоны с относительно равномерным или меняющимся по определенному закону распределением параметров в пределах фациальных зон или в отложениях определенного генетипа. Однако в региональном плане на границах фациальных зон или участков распространения отложений различных генетических типов изменения фильтрационных свойств среды и в плане, и в разрезе могут проявляться чрезвычайно резко.

Типичным примером среды подобного типа являются отложения четвертичных покровно-ледниковых формаций, для которых в целом характерны резкие изменения фильтрационных свойств в диапазоне от 10^{-2} до 30 м/сут и более. В общеклассификационном смысле в качестве сред этой разновидности вероятно могут рассматриваться рыхлые отложения большинства континентальных терригенных формаций: угленосные, красноцветные, покровно-ледниковые, базальные, лагунно-континентальные.

К седиментогенному трещинному типу сред отнесены осадочные породы с чисто трещинной преобладающей трещинной проницаемостью, формирующейся под воздействием различных постседиментационных процессов (см. табл. 1). Средами

* На уровне следующих (более мелких, чем подтип) таксономических элементов классификационной шкалы можно говорить в этом случае о формировании пространственной неоднородности среды (смена фаций на площади структуры) или слоистой неоднородности (смена фаций в разрезе среды).

этого типа являются отложения кремнисто-терригенных и карбонатно-терригенных формаций (субформаций), литификация которых происходит уже на стадии диагенеза (опоки, диатомиты, мергели и др.), уплотненные и литифицированные существенно глинистые породы с минимальной межзерновой проницаемостью (алевролиты, аргиллиты), плотные песчаники с базальным или поровым типом цемента и др. Широкое распространение таких сред характерно для горно-складчатых областей, а также нижних структурных этажей чехла древних и в меньшей степени молодых платформ.

Подтипы седиментогенных трещинных сред могут быть выделены только на основе учета генетического типа трещин, определяющего основной характер и возможные масштабы их фильтрационной неоднородности [40, 44]. С этой целью можно выделить три основных вида трещиноватости литифицированных осадочных пород: экзогенную, включая трещиноватость выветривания и разгрузки (разуплотнения); формирующуюся при развитии процессов складкообразования; литогенеза. Кроме того, во всех случаях фильтрационная неоднородность рассматриваемых сред будет в какой-то мере обусловлена развитием общей тектонической трещиноватости и наличием тектонических нарушений (приразломная трещиноватость).

Связь фильтрационной неоднородности с развитием экзогенной и тектонической трещиноватости характерна и для других генетических типов горных пород, что определяет необходимость выделения единых или близких по названию подтипов геофильтрационных сред (см. табл. 2). Однако в большинстве случаев различие генетических типов водовмещающих пород (тип среды) определяет существенно различный характер и масштабы фильтрационной неоднородности сред этих подтипов.

В качестве экзогенного подтипа трещинных сред могут рассматриваться литифицированные осадочные породы, не обладающие первичной поровой проницаемостью при их слабой дислоцированности и залегании на поверхности или вблизи поверхности Земли в зоне формирования трещиноватости выветривания и разгрузки. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что связь фильтрационной неоднородности литифицированных осадочных пород с развитием экзогенной трещиноватости в зависимости от характера рельефа, типа горных пород и строения геологического разреза достаточно отчетливо прослеживается до глубины 150 м и более [40]. Вероятно, что относительно повышенная проницаемость сред этого подтипа в какой-то мере может быть связана также с проявлением процессов децементации (выщелачивание карбонатного и некоторых других типов цемента) и частичным восстановлением седиментогенной пористости. В общем случае, без учета влияния литологического состава горных пород, их возраста и климатической обстановки, формирование фильтрационной неоднородности среды будет связано здесь с воздействием двух основных факторов: эрозионной расчлененности территории,

обусловливающей интенсивность процессов выветривания и разгрузки, и структурных условий, определяющих наличие и положение участков и зон с повышенной тектонической трещиноватостью. При наличии количественных данных зависимость распределения фильтрационных свойств сред этого подтипа от современного или дочетвертичного рельефа территории устанавливается весьма чет-

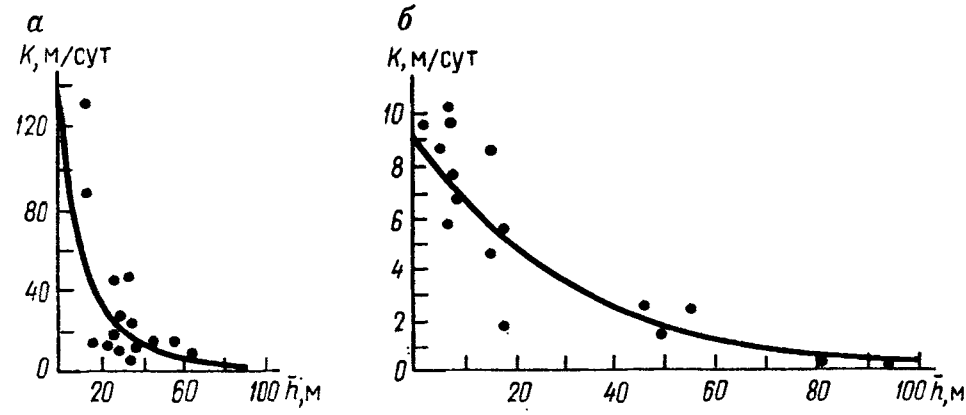


Рис. 5. Зависимость проницаемости пород серовской свиты (опок) Среднего Зауралья от положения поверхности дочетвертичных пород (по Р. С. Штенгелову):

а — на Мыльниковском участке при $K = 129\, e^{-0{,}062\,\bar{h}}$; *б* — на Сухрииском участке при $K = 9{,}6\, e^{-0{,}035\,\bar{h}}$

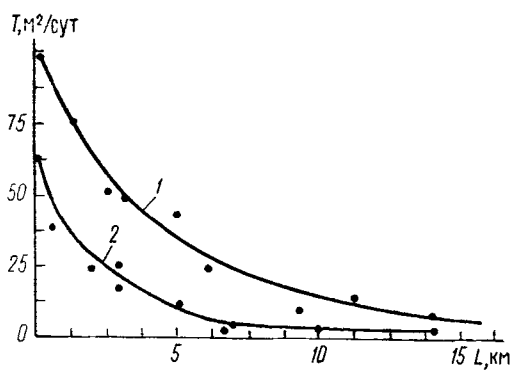


Рис. 6. Характер изменения проводимости T пермских отложений Среднего Приуралья с увеличением расстояния L от уреза Камы.

Отложения: *1* — татарского яруса ($T_x = 97\, e^{-0{,}19\,L}$); *2* — казанского яруса ($T_x = 75\, e^{-0{,}39L}$)

ко (рис. 5, 6). Во всех случаях общей закономерностью является снижение фильтрационной проницаемости горных пород с увеличением глубины их залегания [38, 40].

К средам складчатого подтипа могут быть отнесены литифицированные осадочные породы, трещиноватость которых сформирована главным образом в результате процессов складкообразования. Среды этого подтипа характерны прежде всего для складчатых областей и в меньшей степени для нижних структурных этажей осадочного чехла древних и отдельных формаций (кремнисто-терригенных и др.) молодых платформ. Вне зоны интенсивного воздействия экзогенных факторов среды складчатого подтипа характеризуются в целом относительно низкой трещинной проницаемостью с локальным увеличением ее в зонах тектонических нарушений и контактов, на участках древних эрозионных

размывов, в сводовых частях антиклинальных структур и мелких складок и др. [10, 40].

В зоне воздействия экзогенных факторов, особенно в условиях сильно расчлененного рельефа горно-складчатых областей, интенсивно дислоцированные осадочные породы должны рассматриваться в качестве среды специфического складчато-экзогенного подтипа. Региональная неоднородность сред этого подтипа может быть выражена чрезвычайно резко, поскольку она в общем случае определяется составом и возрастом (одна или несколько фаз складчатости) горных пород, строением разреза осадочных толщ, характером и интенсивностью складчатости, наличием зон тектонических нарушений и контактов. Однако во всех случаях при прочих равных условиях, распределение фильтрационных параметров в таких средах в решающей степени обусловлено современным рельефом территории.

В качестве субэндогенного подтипа трещинной среды могут рассматриваться литифицированные осадочные породы, фильтрационная неоднородность которых определяется главным образом развитием литогенетической и общей тектонической трещиноватости. Подобный характер неоднородности наиболее типичен для осадочных толщ сцементированных и уплотненных пород нижних структурных этажей чехла древних платформ при залегании их ниже границы зоны формирования экзогенной трещиноватости. Многочисленный материал глубокого бурения на площадях газонефтяных структур и месторождений свидетельствует о том, что среды этого подтипа при отсутствии первичной седиментогенной пористости характеризуются в целом весьма низкой трещинной проницаемостью в пределах единиц, реже десятков единиц квадратных микрометров (табл. 3). На общем региональном фоне пород с низкой проницаемостью участки с относительно более высокими фильтрационными свойствами среды (до сотен единиц квадратных микрометров) в типично платформенных условиях всегда резко локальны и связаны в основном с формированием тектонической трещиноватости приразрывного и соскладчатого типов (зоны тектонических нарушений, своды и крылья положительных структур разного порядка и др.). В условиях складчатых областей среди рассматриваемого подтипа должны характеризоваться относительно более высоким региональным фоном проницаемости в связи с повсеместным развитием трещиноватости складчатого типа, однако в настоящее время характер фильтрационной неоднородности сред этого подтипа вне зоны воздействия экзогенных факторов изучен весьма слабо.

К геофильтрационным средам карстового типа должны быть отнесены осадочные толщи, в строении которых преобладают в той или иной степени растворимые породы: карбонатные, терригенно-карбонатные, гипс-ангидритовые, мергельно-меловые и соленосные формации (субформации). Общепринятая классификация сред этого типа в соответствии с минералого-геохимическим составом горных пород (карбонатные, сульфатные, соленосные)

Таблица 3

Проницаемость различных типов пород Пермского Приуралья [18]

Разведочная площадь	Водоносный комплекс*					
	Визейский, терригенный		Верейский, терригенно-карбонатный		Московско-Кунгурский, карбонатный	
	$K_л$	$K_в$	$K_л$	$K_в$	$K_л$	$K_в$
Верхнекамская впадина						
Восточно-Васильевская	112,5	97,5	0,1 (5)	0,1 (5)	—	—
Можовская	113,3 (276)	1,5 (3)	11,7 (42)	4,9 (2)	0,1 (1)	0,1 (1)
Башкирский свод						
Батырбаевская	115,0 (297)	82,6 (88)	23,8 (113)	11,5 (65)	21,1 (181)	11,1 (69)
Павловская	173,6 (497)	78,9 (17)	28,6 (130)	20,4 (37)	1,7 (150)	1,0 (37)
Красноярская	16,3 (111)	0,2 (43)	2,3 (35)	0,1 (23)	9,3 (43)	6,6 (20)
Быркинская	66,1 (157)	0,1 (37)	40,7 (115)	0,1 (45)	9,6 (79)	16,2 (27)
Предуральский прогиб						
Дуринская	10,9 (11)	2,0 (25)	0,1 (10)	0,1 (12)	0,1 (14)	0,1 (14)

* $K_л$ — среднее значение послойной проницаемости, мкм²; $K_в$ — проницаемость перпендикулярно к слоистости, мкм². Цифры в скобках — число определений.

широко используется в гидрогеологии, поскольку именно им определяются различная растворимость пород, химический тип подземных вод, степень их минерализации и т. д. Однако региональная фильтрационная неоднородность карстовых сред обусловлена не только степенью растворимости породообразующих минералов, но и рядом других причин, среди которых важнейшими являются наличие первичной проницаемости (трещиноватость, пористость), интенсивность процессов современного или палеоводообмена и степень агрессивности подземных вод по отношению к растворимым горным породам.

Процесс подземного выщелачивания как основной фактор формирования региональной неоднородности растворимых горных пород всегда развивается унаследованно, усиливая фильтрационную неоднородность, характерную для сред седиментогенного трещинного или реже гранулярного типов (обломочные, первично-пористые карбонатные породы).

Выделение карстующегося подтипа карстовых сред позволяет рассматривать в качестве специфических, весьма характерных объектов толщи карбонатных, гипс-ангидритовых и соленосных пород, залегающих непосредственно на поверхности или в верхней части геологического разреза. В этом случае неоднородность среды карстового типа развивается главным образом на основе экзогенной трещиноватости в тесной связи с рельефом территории, а также с положением участков и зон с интенсивной тектонической трещиноватостью карстующихся пород. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что участки локального интенсивного карста с коэффициентами фильтрации водовмещающих пород до 300 м/сут и более в основном могут быть связаны с бортами и днищами речных долин разного возраста и порядка, зонами тектонических нарушений и контактов, сводами положительных структур, т. е. с участками, для которых при отсутствии карстопроявлений (среды другого типа) характерна относительно повышенная трещинная проницаемость горных пород. С удалением от зон локального интенсивного карста, особенно к участкам, где карстующиеся толщи изолированы от поверхности слабопроницаемыми породами, как правило, наблюдается резкое ухудшение фильтрационных свойств среды (до 0,1 м/сут и менее). Общей закономерностью является ухудшение фильтрационных свойств среды с увеличением глубины залегания, однако в каждом конкретном случае масштабы и характер неоднородности могут быть существенно различными.

В соответствии с изложенным, неоднородность среды палеокарстового подтипа должна коррелироваться с рельефом и структурно-тектоническими условиями территории в периоды древних континентальных размывов, которые соответственно могут рассматриваться как основные эпохи формирования древнего карста (при залегании горных пород в условиях, исключающих процесс современного карстообразования). Естественно, что в этом случае типичная неоднородность среды карстового типа может быть в той

или иной мере изменена последующими процессами заполнения и цементации древних карстовых форм.

В качестве карстовых сред субэндогенного подтипа могут рассматриваться толщи растворимых осадочных пород, которые со времени их образования залегают в условиях, исключающих интенсивное развитие процессов карстообразования. Филь-

Таблица 4

Трещинная пористость и проницаемость (K) карбонатных пород Пермского Приуралья [1]

Ярус	Порода	Платформа		Прогиб	
		n	K, мкм²	n	K, мкм²
Башкирский	Известняки:				
	биоморфные и детритово-биоморфные	0,01—0,1* / 0,04	0,08—2,7 / 0,9	0,001—0,1 / 0,03	0,01—7,7 / 2,0
	детритовые	0,003—0,2 / 0,05	0,02—89,5 / 7,8	0,006—0,4 / 0,09	0,5—36,6 / 4,9
	мелкозернистые	0,05—0,18 / 0,11	1,9—4,8 / 3,3	0,09	8,7
Московский	Известняки раковинные, песчаники	0,02	0,06	0,02	2,3
	Известняки детритовые	0,07	3,6	0,01—0,03 / 0,02	0,2—2,1 / 0,8

* В числителе — пределы величин, в знаменателе — средние значения.

трационная неоднородность сред этого подтипа формируется главным образом в результате образования литогенетической и общей тектонической трещиноватости, а также процессов эпигенетического выщелачивания, и в общем случае они могут рассматриваться в качестве аналога субэндогенной среды трещинного типа с относительно низким региональным фоном проницаемости (табл. 4). В то же время локальная неоднородность среды должна проявляться здесь значительно более резко, так как проницаемость зон и участков с интенсивной тектонической трещиноватостью может в той или иной степени усугубляться развитием локального карста. При слабом развитии литогенетической (толщи массивных карбонатных и гипс-ангидритовых осадков), а также тектонической складчатой и приразрывной трещиноватости, или отсутствии условий для сохранения трещинной проницаемости (уплотнение и цементация трещин в галогенных породах), среды субэндогенного подтипа могут рассматриваться как породы, относительно

слабо проницаемые или практически водоупорные (галогенные толщи).

Специфическим подтипом карстовых сред являются гранулярно-обломочные карбонатные породы, первичная макронеоднородность которых определяется высокими (до 20 % и более) значениями седиментогенной пористости (оолитовые, органогенно-обломочные карбонатные породы и др.).

Метаморфические и магматические горные породы в целом могут рассматриваться как геофильтрационные среды единого (трещинного) типа, фильтрационная неоднородность которых определяется в основном развитием экзогенной и тектонической (приразрывной) трещиноватости. Однако наличие специфических подтипов (см. табл. 2) определяет необходимость отнесения этих пород к двум различным типам геофильтрационных сред.

Наиболее распространенным подтипом этих сред является экзогенный с относительно единым фоном трещинной проницаемости в зоне развития экзогенной трещиноватости (верхняя трещиноватая зона массивов скальных пород) и резким локально-линейным проявлением фильтрационной неоднородности в зонах формирования интенсивной приразрывной трещиноватости (тектонические нарушения различного типа). При отсутствии экзогенной трещиноватости, малой мощности зоны выветривания, значительной глубине залегания и т. д. большинство метаморфических и магматических пород (гнейсы, кварциты, граниты и др.) представляют собой геофильтрационные среды субэндогенного подтипа с резко выраженной линейно-блоковой (трещинно-жильной) неоднородностью. Фильтрационные свойства сред этого подтипа в пределах отдельных блоков или массивов определяются главным образом развитием общей тектонической трещиноватости (при наличии трещинной проницаемости по одной или нескольким системам трещин). Вблизи линейных границ блоков возможно проявление резкой неоднородности в связи с увеличением фильтрационной проницаемости среды в зоне формирования интенсивной тектонической трещиноватости приразрывного типа.

В качестве специфического покровно-лавового подтипа магматических сред должны быть выделены эффузивные породы (базальты, андезито-базальты, туфо-шлаковые образования и др.) областей молодого вулканизма. Фильтрационная неоднородность такой среды обычно определяется развитием сингенетической трещиноватости вулканогенных пород (столбчатая, глыбовая, плитчатая отдельность и др.), а также наличием высокопористых (до 70 % и более) вулканогенных туфов, туфобрекчий, шлаков и крупнообломочных вулканогенно-осадочных образований. Распределение в целом весьма высокой проницаемости сред этого подтипа связано с рельефом лавовых покровов и подстилающей поверхности, мощностью лавовых потоков, характером их переслаивания и наличием в разрезе несцементированных вулканогенно-обломочных образований.

Как особые подтипы метаморфических сред могут рассматриваться складчато-экзогенный и карстующийся. К первому должны быть отнесены метаморфические породы (сланцы, филлиты и др.), интенсивно дислоцированные в связи с проявлением глубинной складчатости. Наличие интенсивной тектонической трещиноватости и ее оживление в зоне воздействия экзогенных факторов определяет общий фон трещинной проницаемости этих пород, распределение которой тесно связано с современным рельефом территорий, составом водовмещающих пород, характером слоистости и складчатости. Ко второму подтипу относятся метаморфизованные карбонатные породы (мраморы, мраморизованные известняки), в которых возможно слабое проявление современных процессов карстообразования в основном в зоне формирования интенсивной экзогенной трещиноватости. Как и для других подтипов метаморфических сред, здесь характерна резкая неоднородность, связанная с линейными проявлениями интенсивной приразрывной трещиноватости в зонах тектонических нарушений.

Рассмотренная генетическая классификация геофильтрационных сред практически является первым примером такой типизации и, безусловно, требует дальнейшей разработки и детализации с целью выделения возможных дополнительных подтипов среды, главным образом среды седиментогенного гранулярного типа и более мелких (чем подтип) таксономических элементов.

Слабопроницаемые среды осадочного чехла

Представления о строении и типах слабопроницаемых сред осадочного чехла артезианских структур платформ до настоящего времени разработаны весьма слабо. В то же время на основании анализа имеющегося материала можно сформулировать два принципиально важных положения:

1) в разрезе осадочных отложений артезианских структур платформенного типа практически отсутствуют сколь-нибудь широко выдержанные по площади слои или толщи абсолютно непроницаемых горных пород *;

2) все типы геофильтрационных сред осадочного чехла при определенном строении и условиях залегания (уплотнение, цементация) можно рассматривать как слабопроницаемые.

Если принять в качестве предела относительной слабой проницаемости величину 1 мкм^2 (10^{-3} м/сут), ниже которой породы рассматриваются М. К. Калинко как полуколлекторы, то результаты определения проницаемости по керновому материалу показывают, что практически любые типы пород чехла, кроме седиментогенных

* Действительно, по имеющимся представлениям, в качестве абсолютно непроницаемых сред могут рассматриваться только соляные пласты, в которых, благодаря их пластичности при высоких давлениях, отсутствуют условия для сохранения пористости и открытой трещиноватости. Однако и здесь относительная проницаемость может быть связана с зонами фациального замещения солей или с тектоническими разрывами соляных пластов.

сред с высокой первичнопоровой проницаемостью, могут характеризоваться подобными или более низкими величинами (см. табл. 3, 4 и табл. 5).

Исходя из этого все литифицированные породы чехла, не обладающие первичнопоровой проницаемостью, при залегании ниже границы зоны воздействия экзогенных факторов (выветривание,

Таблица 5

Проницаемость карбонатных пород Пермского Приуралья по данным опробования керна глубоких скважин [1]

Ярус	Порода	Платформа					Прогиб		
		Распределение (число) образцов по классам проницаемости мкм²							
		<0,1	0,1—10	10—100	100—500	500—2000	<0,1	0,1—10	10—100
Башкирский	Известняки:								
	биоморфные	75	46	100	82	24	20	20	1
	раковинные и песчаники	—	5	7	2	1	8	—	—
	детритовые	60	22	22	2	—	17	—	—
	сгустковые	15	5	2	1	—	1	—	—
	оолитовые	—	—	—	—	1	—	—	—
	микрозернистые	4	5	—	—	—	2	—	—
Московский	Известняки:								
	биоморфные	59	172	153	74	8	2	3	2
	раковинные и песчаники	10	15	23	5	—	3	1	—
	детритовые	39	24	11	1	—	7	3	—
	сгустковые	10	17	9	—	—	—	2	—
	оолитовые	2	3	—	1	—	1	—	—
	мелкозернистые	24	6	—	—	—	—	—	—
	Доломиты	99	131	13	—	—	—	—	—

разгрузка, выщелачивание) могут потенциально рассматриваться как слабопроницаемые. Участки и зоны распространения пород с относительно повышенной проницаемостью будут определяться наличием интенсивной (выше общего фона) тектонической трещиноватости и палеокарста (субэндогенный и палеокарстовый подтипы геофильтрационных сред).

Необходимо отметить, что относительно высокая трещинная проницаемость седиментогенных трещинных сред, получаемая по керновому материалу разведочных скважин на нефть и газ, характеризует среднюю проницаемость этих пород главным образом в условиях положительных структур различного порядка. Тем самым в какой-то степени избирательно характеризуется проницае-

Таблица 6

Средние значения проницаемости K_o глинистых отложений чехла платформ

Район	Породы	Возраст	Глубина залегания, м	Способ определения	K_o, м/сут
Среднее Зауралье (междуречья)	Глины, диатомиты	P_{1-2}	100—120	Балансово-гидродинамические расчеты	$2{,}3\cdot10^{-5}$
	То же	»	100—120	То же	$2{,}5\cdot10^{-5}$
	»	»	100—120	»	$1{,}3\cdot10^{-4}$
	»	»	100—120	»	$3{,}5\cdot10^{-4}$
Среднее Зауралье (долина р. Исеть)	Диатомиты глинистые	P_{2-3}	25—40	»	$1{,}7\cdot10^{-3}$
	То же	»	25—40	»	$0{,}8\cdot10^{-3}$
	»	»	13—17	Лабораторный	$0{,}8\cdot10^{-3}$
	»	»	21—25	То же	$1{,}1\cdot10^{-3}$
	»	»	29—32	»	$3{,}2\cdot10^{-3}$
	»	»	25—30	Балансово-гидродинамические расчеты	$6{,}9\cdot10^{-3}$
	»	»	25—30	То же	$1{,}1\cdot10^{-2}$
	Глины	P_1	100	Лабораторный	$2\cdot10^{-4}$
	»	»	110	То же	$0{,}5\cdot10^{-5}$
Омское Прииртышье	Глина	K_2	600—650	Балансово-гидродинамические расчеты	$1{,}7\cdot10^{-5}$
	»	»	»	То же	$4{,}3\cdot10^{-5}$
	»	»	650—700	»	$6{,}4\cdot10^{-5}$
Павлодарское Прииртышье	Глина	K_2	До 500	Балансово-гидродинамические расчеты	$4{,}5\cdot10^{-5}$
Ишим-Иртышское междуречье	Глина	P_1—K_2	250—300	Моделирование	$1{,}3\cdot10^{-5}$
	»	»	250—300	»	$2{,}2\cdot10^{-6}$
Южное Зауралье (В. М. Шестаков, 1965 г.)	»	P_{1-2}	100—120	»	$0{,}6\cdot10^{-5}$ $1{,}2\cdot10^{-7}$
	»		150—180	»	$1{,}8\cdot10^{-5}$ $1{,}8\cdot10^{-6}$
Бассейн р. Москвы	»	C_2^{vr}	—	Моделирование	$4{,}8\cdot10^{-4}$
Бассейн р. Оки (район Зубцова)	»	C_2^{k}	—	»	$5{,}3\cdot10^{-4}$ $5{,}7\cdot10^{-5}$
Бассейн р. Клязьмы		C_3^{qz}	—	»	$1{,}1\cdot10^{-3}$ $1{,}7\cdot10^{-5}$
	»	C_2^{vr}	—	»	$3{,}0\cdot10^{-4}$ $1{,}9\cdot10^{-5}$
Восточно-Предкавказский бассейн	»	N—Q	40—240	Лабораторный	$1{,}2\cdot10^{-3}$ $3{,}4\cdot10^{-7}$
Краснодар (И. Ф. Бриллинг, 1972 г.)	Скифские глины		8—55	»	$4{,}1\cdot10^{-5}$ $1{,}0\cdot10^{-6}$

мость горных пород в условиях, когда они могут обладать относительно повышенной тектонической трещиноватостью. Региональный фон трещинной проницаемости за пределами структурных поднятий должен быть существенно более низким (см. табл. 2, 5).

При гидрогеологических исследованиях артезианских бассейнов платформ в качестве типичных примеров слабопроницаемых водоупорных сред рассматриваются в основном пласты глин или существенно глинистых пород и реже породы гипс-ангидритовых, карбонатно-глинистых, кремнисто-терригенных и соленосных формаций осадочного чехла [10]. Разработан ряд методов оценки проницаемости глин и существенно глинистых пород как на образцах, так и в условиях естественного залегания. Результаты оценок показывают, что в зависимости от состава, возраста, условий залегания и т. д. проницаемость этих пород может меняться от 10^{-2} до 10^{-8} м/сут и менее (табл. 6), причем подобные изменения обусловлены большим числом факторов, важнейшими из которых являются: гранулометрический и минералогический составы, текстурные особенности породы и структура порового пространства, интенсивность уплотнения, температура среды, концентрация и химический состав фильтрующегося раствора [11, 39]. Наиболее общие (внешние по отношению к слабопроницаемой породе) факторы — величина уплотняющего давления и температура *.

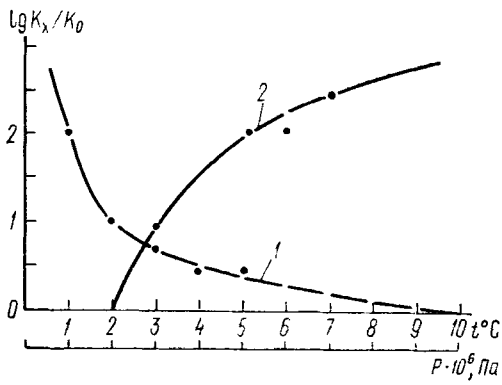


Рис. 7. Графики зависимости проницаемости глинистых пород от уплотняющего давления и температуры (по данным И. А. Бриллинг, 1971 г.):
1 — $K_x = f(P)$ при $P = 10^7$ Па и $K_0 = \approx 1 \cdot (4{,}6 \cdot 10^{-10}$ см/с); 2 — $K_x = f(t)$

Многочисленные экспериментальные данные показывают, что в интервале температур от 20 до 80 °С и давлений от 10^6 до 10^7 Па (реальные условия артезианских бассейнов платформ) проницаемость глинистых пород может меняться на два порядка и более (рис. 7). Роль фациального состава в формировании так называемых литологических окон, сложенных более грубозернистыми и более проницаемыми осадками, общеизвестна и не требует специальных пояснений. Значение экзогенной микротрещиноватости в формировании фильтрационных свойств глин и существенно глинистых пород наиболее отчетливо проявляется в относительно резком (до трех порядков, а возможно и больше) локальном увеличении проницаемости этих пород на склонах и в днищах крупных эрозионных врезов (см. табл. 6).

* Вопрос о влиянии концентрации и состава фильтрующейся жидкости значительно более сложен, так как возникает необходимость совместного учета фильтрации, диффузии, осмоса и других процессов.

Установленные факты интенсивного влияния разуплотнения (разгрузки) на фильтрационные свойства глин позволяют предполагать аналогичное воздействие этих процессов на формирование повышенной проницаемости глинистых пород в сводовых частях крупных положительных структур центральных районов бассейнов, причем в общем случае этот эффект должен возрастать при переходе от молодых осадочных пород к древним. Действительно, лабораторные данные по изменению фильтрационных свойств глинистых пород при росте внешнего давления (см. рис. 7) отражают только влияние уплотнения образца без учета возможного формирования микротрещинной проницаемости. В то же время в условиях зоны глубинного эпигенеза развитие процессов аргиллитизации глин и формирования аргиллитов должно неизбежно сопровождаться развитием интенсивной трещиноватости литогенеза.

По данным Л. Б. Рухина, процессы аргиллитизации глинистых пород интенсивно проявляются с глубины порядка 1500 м, что соответствует давлениям $35 \cdot 10^6$—$40 \cdot 10^6$ Па (зона сильного эпигенеза). По мнению В. Д. Ломтадзе, в зоне катагенеза, общая мощность которой составляет 2,5—3,5 км, появление аргиллитоподобных глин характерно для глубин 1500—2000 м; А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов считают, что мощность зоны начального эпигенеза, ниже которой глинистые породы подвержены весьма существенным изменениям, определяется возрастом пород и составляет для третичных отложений ~5000 м, мезозойских 2500, палеозойских 1500—2000 и докембрийских 1000 м.

Аргиллитоподобные глины, аргиллиты, глинистые алевролиты, являющиеся в значительной степени литифицированными неразмокающими породами, подвержены интенсивному развитию эпигенетической и тектонической трещиноватости, раскрытие которой возможно главным образом в условиях регрессивного эпигенеза (частичное снятие нагрузки при формировании положительных структур). Полученные материалы показывают, что в единых условиях залегания литифицированные глинистые породы имеют даже относительно более высокие значения трещиноватости по сравнению с другими типами горных пород (табл. 7). В. Ф. Линецкий [29] приводит многочисленные данные о формировании нефтяных залежей и повышенных водопритоков, связанных именно с литифицированными и интенсивно трещиноватыми глинистыми породами с относительно более высокой проницаемостью по сравнению, например, с песчаниками и алевролитами.

Исходя из изложенного можно считать, что литифицированные глины и существенно глинистые породы, особенно в нижних структурных этажах чехла древних платформ на глубинах порядка 1500—2000 м и более должны рассматриваться как среды субэндогенного подтипа с преимущественно трещинной проницаемостью. На фоне общей слабой проницаемости пород, свойственной нижним интервалам разреза чехла, относительно высокая (до 10^{-2} м/сут и более) трещинная проницаемость литифицированных глинистых пород должна наблюдаться главным образом в условиях регрессивного эпигенеза в связи с их разуплотнением при частичном снятии нагрузки от вышележащих пород.

Вероятно, можно считать, что в условиях осадочного чехла платформ участки повышенной проницаемости глин и существенно глинистых пород при прочих равных условиях должны быть связаны прежде всего со сводовыми частями положительных структур различных порядков. В этом случае, наряду с развитием соскладчатой тектонической трещиноватости (постседиментацион-

Таблица 7

Встречаемость значений трещинной проницаемости на примере нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра [40]

Породы	Встречаемость, % при трещинной проницаемости K, мкм²					
	<10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—100
Аргиллиты	50	—	—	—	25	25
Песчаники и алевролиты	—	34	—	33	33	—
Песчаники	50	25	25	—	—	—
Песчано-алевритовые породы	67	33	—	—	—	—
Мергели	100	—	—	—	—	—
Известняки равнозернистые	75	—	—	—	—	25
То же, неравнозернистые с комковатой структурой	70	30	—	—	—	—
Доломиты равнозернистые	66	22	12	—	—	—
То же, неравнозернистые с пятнистой структурой	28	27	9	18	—	18
Ангидрито-гипсовые	100	—	—	—	—	—
Ангидрито-доломитовые и ангидриты	60	20	20	—	—	—
Доломиты засоленные	60	40	—	—	—	—
Соли	100	—	—	—	—	—

ные структуры) и фациальных замещений глинистых пород (конседиментационные структуры), возможно развитие процессов разуплотнения при частичном снятии нагрузки от вышележащих толщ, а также существенного аномального повышения температур (большая теплопроводность горных пород, влияние восходящего потока подземных вод), т. е. всех факторов, определяющих относительное повышение проницаемости глинистых пород.

Регионально-структурные закономерности распределения фильтрационных свойств пород осадочного чехла

В настоящее время практически отсутствуют не только региональные (в целом для территории бассейнов) карты и схемы распределения параметров, но и обоснованные принципы их составления, в связи с чем характеристика общих закономерностей изменения свойств основных типов пород чехла (регионально-структурный уровень неоднородности) возможна только на основе качественного обобщения имеющихся материалов и представлений.

Распределение в плане и разрезе чехла геофильтрационных сред двух основных генетических типов — седиментогенного гранулярного и седиментогенного трещинного — обусловлено прежде всего историей тектонического развития и геологическим строением конкретных артезианских структур. В пределах древних платформ среды гранулярного типа характерны преимущественно для терригенных осадков верхних (мезо-кайнозойских) структурных этажей чехла. В палеозойских, а частично и мезозойских (породы, литификация которых происходит на стадии диагенеза и раннего эпигенеза) структурных этажах чехла древних платформ сохранение седиментационно-фациальных (первичнопоровых) сред возможно главным образом для краевых участков структур, где глубины погружения осадочных пород не превышали 3000 м.

Как было указано выше, в краевых зонах структур в какой-то мере возможно восстановление первичной пористости древних осадочных толщ при их разуплотнении и децементации в связи с уменьшением глубин залегания при тектонических поднятиях.

Для осадочных отложений чехла артезианских бассейнов молодых платформ, за исключением осадков, литификация которых протекает на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза (карбонатные, терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные формации и др.), практически на всю мощность (до глубины 6000 м, а возможно и более) характерно преимущественное распространение геофильтрационных сред седиментогенного гранулярного типа. Таким средам свойственна типичная для разреза артезианских бассейнов платформ слоистая неоднородность при резкой (до пяти порядков и более) анизотропии фильтрационных свойств в латеральном и вертикальном (межслоевом) направлениях ($K_л \gg K_в$). Латеральное (пластовое) распределение фильтрационных параметров обусловлено закономерным изменением гранулометрического состава отложений (морской, прибрежно-морской, аллювиально-пролювиальный, озерно-аллювиальный подтипы среды) или изменениями литогенетического типа осадков (покровно-ледниковый, лагунно-континентальный подтипы и др.). Общей закономерностью (при прочих равных условиях) является уменьшение проницаемости с увеличением глубины залегания в основном в связи с развитием процессов уплотнения, которые, вероятно, наиболее сильно проявляются в седиментогенных гранулярных средах рыхлых отложений до глубины 1500 м (см. рис. 3). Чрезвычайно резко, до полного сокращения седиментогенной скважности и изменения типа среды, воздействуют процессы цементации, интенсивное развитие которых за счет формирования аллохтонного цемента возможно в условиях артезианских бассейнов платформ, в общем случае начиная с глубины 200 м [29, 40].

В соответствии с этим максимальные значения проницаемости сред седиментогенного гранулярного типа (до 50 м/сут и более) характерны обычно для ограниченных участков распространения в верхней части разреза (до глубины 400 м) гравийно-галечниковых и крупнозернистых песчаных отложений (аллювиальный,

аллювиально-пролювиальный, покровно-ледниковый подтипы). В большинстве случаев песчаные водоносные отложения седиментогенных гранулярных сред в условиях, типичных для верхней части разреза бассейнов платформенного типа, характеризуются значениями коэффициента фильтрации от менее 1,0 до 20 м/сут [10]. Общие закономерности изменения фильтрационных свойств среды в указанных пределах определяются в основном закономерным изменением гранулометрического состава осадков с удалением от областей и участков размыва и сноса обломочного материала (среды с упорядоченной неоднородностью), границами распространения осадков различных литогенетических типов (неоднородные среды), а также степенью уплотнения горных пород. На глубинах более 300 м среды седиментогенного гранулярного типа при том же гранулометрическом составе в связи с интенсивным уплотнением и частичной цементацией порового пространства отличаются существенно более низкими фильтрационными свойствами (до 5,0, реже до 15 м/сут) [10].

Анизотропия в вертикальном (межслоевом) направлении в средах этого типа всегда связана с наличием слоев и толщ слабопроницаемых преимущественно глинистых пород (глины, суглинки, плотные супеси) со значениями коэффициента фильтрации от 10^{-8}—10^{-2} м/сут и менее. Распределение фильтрационных свойств слабопроницаемых глинистых сред обусловлено их гранулометрическим и минералогическим составами, наличием участков фациального замещения глинистых пород, участков древних и современных размывов, а также развитием микротрещиноватости (плотные глины и суглинки). В верхней части разреза (до глубины 200 м, а возможно и более) при прочих равных условиях максимальные значения проницаемости глинистых пород (до 10^{-4} м/сут) связаны, как правило, со склонами и днищами современных эрозионных понижений в связи с формированием микротрещиноватости глин при разуплотнении. Вне зоны воздействия экзогенных факторов относительно повышенная проницаемость глинистых пород характерна в основном для участков древних эрозионных размывов сводовых частей положительных структур и, в меньшей степени, зон тектонических нарушений.

Для сред седиментогенного трещинного типа, где первичная слоистая (осадочная) неоднородность в значительной степени подавлена постседиментационными процессами цементации и уплотнения, распределение фильтрационных параметров горных пород определяется прежде всего их состоянием (нижние структурные этажи бассейнов древних платформ, кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные и другие формации чехла молодых платформ).

Относительно высокий (до 10 м/сут, реже более) региональный фон проницаемости горных пород характерен в этом случае главным образом для зоны воздействия экзогенных факторов (экзогенный подтип среды). В связи с существенно различным характером воздействия экзогенных процессов на породы разного со-

става здесь в общем случае также сохраняется слоистая (пластовая) неоднородность разреза ($K_л > K_в$), связанная с наличием слоев и пачек относительно слабопроницаемых пород (плотные глины, аргиллиты, глинистые мергели, гипс-ангидритовые толщи и др.). Однако в пределах каждого водоносного слоя в связи с влиянием локальных факторов (современные и древние эрозионные врезы, зоны тектонических нарушений, участки с различным знаком неотектонических движений и др.) возможны чрезвычайно резкие (до двух порядков и более) изменения фильтрационных свойств на относительно коротких расстояниях. Общей закономерностью является уменьшение проницаемости всех типов горных пород с увеличением глубины залегания.

Вне зоны современного воздействия экзогенных факторов седиментогенные трещинные среды артезианских бассейнов платформ отличаются относительно низким региональным фоном проницаемости (0,01—0,1 м/сут) и в целом могут рассматриваться как слабопроницаемые породы (субэндогенный подтип).

Относительно хорошо выраженная слоистая неоднородность разреза ($K_л > K_в$) может быть связана в этом случае с налнчием слоев и пачек горных пород, сохранивших в той или иной степени первичную поровую проницаемость, а также с неравномерным развитием общей тектонической и литогенетической трещиноватости (трещинной проницаемости) в породах разного состава (первичный гранулометрический и минералогический составы, тип цемента, характер слоистости и др.).

Участки относительно повышенной (до 5,0 м/сут, возможно более) фильтрационной проницаемости трещинных сред субэндогенного подтипа в условиях артезианских бассейнов платформ практически всегда являются локальными и связаны в основном с древними эрозионными размывами, сводами и крыльями структурных поднятий различных порядков, а также зонами тектонических нарушений.

В этом случае существенно важно не только (не столько?) формирование более интенсивной по сравнению с региональным фоном трещиноватости горных пород, но и их относительное разуплотнение при частичном снятии нагрузки от вышележащих толщ. Как было указано выше, в пределах таких участков возможна также несколько повышенная проницаемость типичных водоупорных разделов (плотные глины, аргиллиты, глинистые мергели и др.), что определяет формирование субвертикальных зон с такой проницаемостью ($K_в \gg K_л$).

Для седиментогенных карстовых сред осадочного чехла (за исключением сред гранулярно-обломочного подтипа с высокой седиментогенной пористостью) в общем случае характерны аналогичные закономерности регионального распределения фильтрационных свойств. Однако их фильтрационная неоднородность в связи с неравномерным развитием карста может быть выражена значительно более резко. В этом случае относительно высокий региональный фон проницаемости горных пород также характерен главным образом для зоны современного воздействия экзогенных фак-

торов (среды карстующегося подтипа). Участки с аномально высокой проницаемостью (до 300 м/сут и более), как правило, связаны с развитием локального интенсивного карста и приурочены в основном к бортам и днищам речных долин, зонам тектонических нарушений, сводам положительных структур, т. е. к участкам, для которых при отсутствии карстопроявлений (среды трещинного типа) также свойственна относительно повышенная (но выраженная менее резко) трещинная проницаемость горных пород. С удалением от зон локального интенсивного карста, обычно к участкам, где в современных условиях карстующиеся толщи изолированы от поверхности относительно слабопроницаемыми породами, как правило, наблюдается резкое ухудшение фильтрационных свойств среды (до 0,1 м/сут и менее). В связи с различным химическим составом горных пород, характером их слоистости, значениями первичной (поровой или трещинной) проницаемости даже в верхней части разреза чехла могут быть встречены участки и блоки с аномально низкой проницаемостью. Общей закономерностью является ухудшение фильтрационных свойств среды с увеличением глубины залегания, однако в связи с возможным формированием нескольких уровней интенсивной закарстованности характер этой зависимости может быть значительно более сложным по сравнению со средами трещинного типа [10, 40].

Карстовые среды субэндогенного подтипа в общем случае представляют собой аналог соответствующего подтипа трещинной среды с относительно низким региональным фоном проницаемости (10^{-3}—10^{-1} м/сут). Однако локальные участки и зоны с относительно повышенной проницаемостью и значениями $K_в \gg K_л$ в тех же условиях (см. выше) могут быть выражены здесь значительно более резко (проницаемость до 5,0 м/сут и более) в связи с возможными проявлениями палеокарста.

Среды метаморфогенного и магмагенного типов в условиях артезианских бассейнов платформ характерны главным образом для фундамента. Как правило, породы фундамента бассейна могут рассматриваться как среды экзогенного подтипа с относительно повышенным (до 10 м/сут) фоном проницаемости в верхней части разреза (выходы кристаллических пород на поверхность по периферии структур и в сводах локальных поднятий, верхняя трещиноватая зона пород фундамента) или субэндогенного подтипа с линейно-блоковой трещинно-жильной неоднородностью.

Таким образом, общие региональные закономерности распределения фильтрационных свойств разреза бассейна (диапазон величин, характер неоднородности и др.) в решающей степени определяются распределением геофильтрационных сред различного типа или подтипа.

Слоистый (пластовый) характер неоднородности ($K_в \ll K_л$) осадочного чехла может быть выражен наиболее четко только при преобладании в разрезе геофильтрационных сред седиментогенного гранулярного типа песчано-глинистых формаций чехла молодых и верхних структурных этажей древних платформ.

При преимущественном развитии в разрезе геофильтрационных сред седиментогенного трещинного и карстового типов вне зоны интенсивного воздействия экзогенных факторов преобладающим типом неоднородности должен являться слоисто-блоковый. Повышенная проводимость разреза в пластовом направлении ($K_в < K_л$) может быть связана в этом случае с распространением сред седиментогенного гранулярного типа с относительно высокими значениями первичной пористости, неравномерным послойным развитием региональной тектонической и литогенетической трещиноватости, а также с наличием древних поверхностей выветривания, а высокая проводимость разреза в вертикальном межпластовом направлении ($K_в \geqslant K_л$) — с древними эрозионными врезами, зонами тектонических нарушений и сводами положительных структур различных порядков (фациальные замещения слабопроницаемых пород, формирование соскладчатой трещиноватости, наличие локальных разрывов, палеокарста, частичное разуплотнение горных пород и др.).

Наиболее существенные проявления блоковой неоднородности ($K_в > K_л$) свойственны отложениям нижних (палеозойских) структурных этажей древних платформ при глубинах залегания до 3000 м и более в связи с преимущественным развитием здесь сред с низкими фильтрационными свойствами и широким развитием процессов аргиллитизации (литификации) глин и существенно глинистых пород.

Наиболее общей закономерностью изменения фильтрационных свойств разреза чехла является постепенное уменьшение проницаемости всех горных пород (в пределах каждого стратификационного элемента разреза) в направлении от периферии к погруженному центру бассейна. Проявление этой закономерности обусловлено формой структуры и историей ее развития. В общем случае уменьшение проницаемости горных пород функционально связано с интенсивностью их погружения.

Для однотипных (гранулометрический и минералогический составы, характер слоистости и т. д.) горных пород разреза бассейна характерно постепенное уменьшение проницаемости с увеличением глубины залегания, связанное главным образом с увеличением роли процессов уплотнения и цементации, а также с ослаблением воздействия экзогенных факторов.

На фоне общего снижения фильтрационной проницаемости пород чехла в направлении от периферии к центру структуры и с увеличением глубины залегания отчетливо проявляются закономерности второго, третьего и более высоких порядков, связанные с внутренним структурным планом бассейна. Наиболее благоприятные условия формирования участков и зон с относительно повышенной проницаемостью в этом случае характерны для сводов и периклиналей структурных поднятий разного порядка в связи с возможным фациальным замещением слабопроницаемых пород, их частичным разуплотнением, развитием интенсивной соскладчатой

трещиноватости, тектонических нарушений, палеокарста и другими причинами.

Относительная изоляция смежных водоносных интервалов разреза бассейна в общем случае также увеличивается в направлении от периферии к погруженному центру бассейна в связи с общеструктурными особенностями строения осадочных толщ, увеличением мощности слабопроницаемых сред, постепенным ослаблением воздействия экзогенных факторов. Однако на фоне этой общей закономерности с удалением от периферии бассейна и увеличением глубины залегания при широком распространении сред трещинного и карстового типов возможны все более резкие проявления локальных участков и зон с относительно высокой вертикальной проницаемостью разреза ($K_в \geqslant K_л$), определяющих формирование относительно активного межпластового взаимодействия подземных вод.

Глава 4

ВОДНЫЙ БАЛАНС АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Артезианские бассейны континентальных платформ, являясь крупнейшими структурно-гидрогеологическими элементами земной коры, содержат огромные запасы гравитационных и в разной степени связанных подземных вод, существенно различных по возрасту, генезису и составу. В процессе геологической истории бассейна происходит в одних случаях формирование запасов подземных вод прежде всего за счет водных масс, извлекаемых из поверхностной гидросферы, в других — сработка запасов с поступлением воды в поверхностную гидросферу.

Результаты количественной оценки подземного стока на площади артезианских бассейнов [3, 13, 28] показывают, что процессы современного взаимодействия подземных вод с поверхностной гидросферой характеризуются величинами, достигающими десятков и сотен кубических километров воды в год. В процессе формирования современного подземного стока осуществляется сложное взаимодействие водоносных горизонтов и комплексов, расположенных на различных уровнях геологического разреза бассейна между собой и со смежными структурно-гидрогеологическими элементами земной коры. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в отдельных артезианских бассейнах хозяйственное использование запасов подземных вод по своим объемам уже сейчас составляет значимые величины в сравнении с естественными процессами формирования и сработки запасов подземных вод бассейна [28]. Сравнительная характеристика всех процессов формирования и сработки запасов вод артезианского бассейна возможна только на

основе использования общего уравнения водного баланса структуры с количественной оценкой всех составляющих такого уравнения.

Общий вид уравнения водного баланса артезианского бассейна платформенного типа

Полное уравнение водного баланса артезианского бассейна, количественно связывающее основные процессы пополнения и сработки подземных вод бассейна с общим объемом геологических запасов подземных вод может быть представлено в виде:

$$W_{\text{п}} - W_{\text{р}} \pm \Delta Q_{\text{подз}} + [q_{\text{гл}} \pm \Delta\omega \pm \Delta y + \beta]^* - Q_{\text{э}} = \Delta V_{\text{геол}},$$

где $W_{\text{п}}$ — суммарный объем питания артезианских вод на площади структуры за расчетный период; $W_{\text{р}}$ — суммарный объем разгрузки артезианских вод на площади структуры; $\pm\Delta Q_{\text{подз}}$ — подземный приток (+) из соседних структурных элементов или отток (—) через гидравлически открытые границы бассейна; $q_{\text{гл}}$ — поступление глубинных флюидов из фундамента структуры через нижнюю границу бассейна; $\pm\Delta\omega$ — изменение объемов гравитационных и связанных вод в результате процессов осадконакопления или эрозии и денудации; β — отжатие поровых вод в результате уплотнения осадочных пород чехла; $\pm\Delta y$ — изменение объемов упругих запасов глубоких подземных вод; $Q_{\text{э}}$ — искусственное извлечение артезианских вод (эксплуатация пресных и минеральных вод, разработка нефтяных и газовых месторождений и др.); $\pm\Delta V_{\text{геол}}$ — суммарное изменение объема общих геологических запасов подземных вод артезианской системы за расчетный период.

Уравнение в полной мере учитывает все составляющие водного баланса артезианского бассейна на любой по длительности период τ геологической истории структуры. Элементы левой части уравнения, не входящие в скобки, характеризуют современный водный баланс бассейна: взаимодействие с поверхностной гидросферой территории, связь бассейна со смежными структурно-гидрогеологическими элементами и эксплуатацию подземных вод. Знак каждого члена балансового уравнения определяет поступление (местное питание, приток со стороны) или сработку (разгрузка, подземный отток через гидравлически открытые границы, водоотбор) запасов подземных вод бассейна.

При расчете на многолетний, а тем более на геологически длительный период, в предложенное балансовое уравнение не входят в виде самостоятельного члена величины, характеризующие объем подземного стока зоны интенсивного водообмена (верхний гидрогеологический этаж), так как при этом величина разгрузки подземных вод верхней зоны в общем случае эквивалентна величине питания. Однако при расчете на год или более короткий период, особенно в случае существенно меняющейся водности, разность питания и разгрузки должна учитываться через изменение объема гравитационных и упругих запасов подземных вод зоны интенсивного водообмена.

Элементы уравнения, выделенные в квадратных скобках, характеризуют изменение запасов подземных вод бассейна в связи с процессами геологического развития структуры (прогибание и осадконакопление, эрозия и др.) и поступлением глубинных флюидов через фундамент структуры, представляющий собой нижнюю границу бассейна. Естественно что здесь с количественной точки зрения принципиально важна длительность расчетного периода τ, так как рассматриваемые члены левой части уравнения $q_{гл}$, $\Delta\omega$, Δy, β являются значимыми (в балансовом отношении) величинами только в расчете на геологически длительный отрезок истории бассейна. В связи с этим при расчете годового или среднемноголетнего (норма) водного баланса бассейна без существенной погрешности во всех случаях может быть принято условие что $q_{гл} \pm \pm \Delta\omega \pm \Delta y + \beta = 0$.

Оценка эксплуатационного расхода $Q_э$ актуальна для районов крупного водоотбора пресных и промышленных вод, где в результате сработки их запасов формируются обширные региональные депрессионные воронки [28].

Правый член балансового уравнения $\Delta V_{геол}$ характеризует суммарное изменение объема геологических запасов подземных вод бассейна. Знак перед членом определяет направление взаимодействия подземных вод бассейна с поверхностной гидросферой.

Количественная оценка элементов уравнения водного баланса артезианской структуры, характеризующих современное питание $W_п$, разгрузку $W_р$ и артезианский сток $Q_{подз}$, может быть выполнена одним из следующих расчетных методов: 1) решением уравнения водного баланса ограниченного участка поверхности структуры, предложенного Б. И. Куделиным [27], с определением величины $\pm W$; 2) гидродинамическими расчетами (моделированием) стока в системе взаимодействующих водоносных горизонтов или комплексов бассейна; 3) оценкой величины артезианского стока $W_р$ на участках установленной или предполагаемой разгрузки артезианских вод по данным гидрометрических работ или гидрохимических расчетов.

Балансовый метод с независимым определением величины суммарного испарения с площади расчетного участка $Z_{сум}$ является наиболее простым и широко используется для оценок артезианского стока. Однако полученная этим методом величина артезианского стока $\pm W$ из-за относительно небольших значений практически всегда находится в пределах точности балансового расчета. В соответствии с этим данные, полученные при балансовых расчетах не могут рассматриваться как достоверные количественные характеристики и требуют проверки другими независимыми методами оценки.

Гидродинамические расчеты и моделирование являются основными методами региональной оценки величин подземного стока, формирующегося в глубоких водоносных горизонтах или комплексах артезианских структур.

Методика проведения этих расчетов разработана достаточно хорошо [7, 30, 34] и не требует специального рассмотрения, однако ее практическое использование при региональных оценках в значительной степени затруднено недостатком представительных данных по распределению фильтрационных параметров и пьезометрии глубоких водоносных горизонтов. Выполнение расчетов в факторно-диапазонной постановке (см. гл. 8) в большинстве случаев обеспечивает получение лишь качественной информации и результаты их не могут быть использованы для обоснования балансовых величин.

Использование гидрометрических данных для оценки глубокого артезианского стока (разгрузки) основано на решении балансового уравнения частного водосбора, с учетом значений подземного стока зоны интенсивного водообмена:

$$W_р = Q_I - Q_{II} - (M \cdot F),$$

где $W_р$ — суммарная величина разгрузки артезианских вод на площади расчетного участка, л/с; Q_I; Q_{II} — расходы на гидрометрических сборах, ограничивающих водосбор, л/с; M — модуль меженного подземного стока зоны интенсивного водообмена, л/(с·км^2); F — площадь расчетного участка, км^2.

Расчеты по уравнению дают хорошие результаты для долин крупных эрозионных врезов в краевых зонах артезианских структур, для которых характерно наличие участков с интенсивной разгрузкой напорных подземных вод [3]. Наиболее достоверные результаты могут быть получены при использовании данных по стационарным постам гидрометеослужбы имеющим многолетние материалы по меженному стоку.

Оценка разгрузки артезианских вод на основе гидрохимических расчетов может рассматриваться в качестве одного из основных методов для бассейнов с относительно неглубоким залеганием высокоминерализованных вод и рассолов и разгрузкой их в местную речную сеть (Волго-Камский, Верхне-Ленский бассейны и др.). Расчеты производят на основе решения балансового уравнения гидрохимического стока по одному (обычно хлор-ион) или нескольким компонентам химического состава:

$$W_р C_а = QC - q_п C_п - q_и C_и,$$

где $C_а$ — среднее значение концентрации компонента в артезианских водах рассматриваемого района, г/л; C — среднее значение концентраций компонента в замыкающем речном створе, г/л; $C_и$ — среднее значение концентрации компонента в подземных водах зоны интенсивного водообмена, г/л; $C_п$ — среднее значение концентрации компонента в поверхностных водах района, г/л; Q — расход реки в замыкающем створе, л/с; $q_п$ — расход поверхностного стока района, л/с; $q_и$ — расход подземного стока зоны интенсивного водообмена, л/с.

Примеры реализации подобного уравнения и результаты расчетов артезианского стока для районов с различными природными

условиями приведены в ряде работ [9]. Однако рассматриваемый метод практически неприменим в тех случаях, когда формирование подземных вод с повышенной минерализацией (до соленых вод и рассолов) может быть связано с разрезом первого гидрогеологического этажа.

Возможность количественной оценки геологических составляющих балансового уравнения, имеющей принципиальное теоретическое значение, в настоящее время весьма проблематична. Оценка роли балансовых членов, характеризующих изменение объемов гравитационных и связанных вод $\Delta\omega$ и объемов отжимающихся поровых вод β, может быть произведена на основе уравнения водного баланса единичного элемента артезианской структуры в виде:

$$\pm \Delta\omega\,(\Delta t) = \pm \Delta V_{\text{геол}} \pm \Delta y \pm \Delta q_{\beta},$$

где $\Delta V_{\text{геол}} = n \cdot V\Delta t$ — изменение объема геологических запасов подземных вод рассматриваемого элемента за определенное время; $\Delta y = \mu^* V\Delta t$ — изменение объема упругих запасов подземных вод; $q_{\beta} = \frac{\varepsilon_0}{1+\varepsilon_0} m_0[1+\beta_{\text{ск}}(\gamma_{\text{п}} V\Delta t - P)]$ — объем поровых вод, отжимающихся при уплотнении пород рассматриваемого элемента; n — пористость; ε_0 — коэффициент пористости; μ^* — упругая водоотдача; m_0 — первоначальный объем глинистых пород в элементе; V — скорость осадконакопления; $\beta_{\text{ск}}$ — сжимаемость скелета породы; $\gamma_{\text{п}}$ — объемная масса породы; Δt — время; P — пластовое давление в расчетном элементе.

Из приведенного уравнения видно, что процессы опускания артезианской структуры и осадконакопления определяют приращение количества гравитационных и связанных вод и упругих запасов в единице разреза осадочного чехла бассейна, а процессы поднятия и денудации — их сработку. В расчете на единичный $F = 1$ м^2 элемент осадочного чехла мощностью 2000 м, сложенный песчано-глинистыми осадками (условно 50 % пески и 50 % глины), при средней скорости опускания структуры V порядка 10^{-3} см/год в расчете на период формирования дополнительной толщи осадков мощностью в 100 м (10 млн. лет) приращение объема гравитационных и связанных вод составит 20—25 м^3, приращение упругих запасов элемента 0,5 м^3 и объем поровых вод, отжавшихся при уплотнении глинистых толщ разреза ~ 10 м^3. Соответственно в размерности, применяемой для удельных параметров подземного стока эти величины составят $8{,}0 \cdot 10^{-5}$; $0{,}2 \cdot 10^{-5}$ и $3{,}0 \cdot 10^{-5}$ л/(с·км^2). Порядок полученных величин показывает, что они несоизмеримы с балансовыми членами, характеризующими современное питание и разгрузку подземных вод. Приращение запасов гравитационных вод и элизионный отток в рассматриваемом примере являются величинами одного порядка. Это свидетельствует о том, что в реальных условиях величины сработки или приращения объема геологических запасов $\pm\Delta V_{\text{геол}}$ подземных вод элемента осадочного чехла в решающей степени зависят от состава пород и мощности элемента.

Объемы поступления глубинных растворов $q_{гл}$ через фундамент конкретных артезианских структур платформенного типа пока не поддаются количественной оценке. Возможная роль такого поступления (магмогенные и метаморфогенные воды) в формировании водного баланса артезианских структур может быть представлена только из следующих соображений.

По данным Е. С. Гавриленко и В. Ф. Дерпгольца [8] в течение геологической истории Земли средняя величина поступления ювенильной (эндогенной) воды в литосферу, а также в гидросферу планеты составляет $\sim 0{,}30$ км^3/год. Поскольку интенсивное поступление эндогенных вод связано, вероятно, прежде всего с вулканически активными участками земной коры, а также с периодами активной вулканической деятельности и т. д., среднее (по площади и во времени) значение разгрузки этих вод — величина чисто условная. Однако даже в расчете на площадь планеты средняя удельная разгрузка будет величиной порядка $2{,}0 \cdot 10^{-5}$ л/(с·км^2) *.

Представления о существенной роли эндогенных растворов (магмогенные и метаморфогенные воды) в формировании гидродинамического и гидрохимического режимов водоносных горизонтов нижних элементов разреза платформенного чехла в настоящее время разделяются многими исследователями. В ряде случаев предполагается, что восходящее движение глубинных растворов в локальных структурных зонах может быть связано также с нормальным процессом вертикальной разгрузки подземных вод экзогенного происхождения [20, 29].

Расчетные значения геологических составляющих уравнения водного баланса артезианской структуры практически являются величинами одного порядка и изменяются в пределах от 10^{-5} до 10^{-6} л/(с·км^2).

Суммарная разгрузка глубинных флюидов (магмогенные, метаморфогенные, глубокие воды экзогенного происхождения) для реальных бассейнов или отдельных участков одного бассейна безусловно может существенно превышать (на один — два порядка?) средние расчетные значения.

При современной изученности и существующих методах исследований предложенное балансовое уравнение не может быть реализовано в полном виде и используется главным образом для оценки величин, характеризующих только питание или разгрузку артезианских вод [22, 27]. В то же время в условиях зоны весьма затрудненного водообмена геологические составляющие балансового уравнения могут оказаться вполне соизмеримыми с величинами, представляющими современное питание и разгрузку артезианских вод.

В соответствии с этим при палеогидрогеологических (палеогидрохимических, палеогидродинамических и др.) реконструкциях длительных периодов существования артезианских структур платформенного типа необходимо оценить возможную роль всех гео-

* Величина, вполне соизмеримая с другими геологическими составляющими балансового уравнения бассейна.

логических членов балансового уравнения бассейна, а не только элизионной составляющей, как это делается при большинстве палеогидродинамических исследований.

Результаты водно-балансовых исследований артезианских структур

Водобалансовые исследования в различной постановке выполнены по ряду артезианских бассейнов СССР [3, 22, 27]. Во всех случаях балансовое уравнение бассейна решалось для многолетнего периода с оценкой элементов, характеризующих только величины современного подземного стока: питание, разгрузка, подземный отток в соседние бассейны, эксплуатация (табл. 8).

Анализ результатов показывает наличие общих закономерностей в формировании водного баланса артезианских бассейнов платформ. Объем геологических запасов подземных вод артезианских структур, даже при оценках по отдельно взятым интервалам разреза, достигает 10^5 км^3 и в расчете на годовой период несоизмеримо велик по сравнению с членами левой части балансового уравнения. В связи с этим приращение или сработка геологических запасов подземных вод бассейна $\Delta V_{\text{геол}}$ в значимых величинах может проявиться только за геологически длительный период времени. Ежегодная современная суммарная величина питания $+W_{\text{п}}$ артезианских вод (без учета подземного стока зоны интенсивного водообмена) не превышает 0,1 % от общего объема геологических запасов подземных вод бассейна. Удельные величины современного питания артезианских вод (при расчете средних значений на всю площадь областей питания) в условиях гумидного климата изменяются в весьма небольших пределах от 1,1 до 1,7 л/(с·км^2). Значительно меньшие величины современного питания ($\sim$0,3 л/(с·км^2) и менее) свойственны артезианским бассейнам, области питания которых на значительном протяжении приурочены к территориям с аридным и полуаридным климатом (Тобольский, Ишимо-Иртышский бассейны). Разгрузка артезианских вод на площади бассейна $-W_{\text{р}}$ по имеющимся данным составляет от 25 до 90 % от величины современного питания (см. табл. 8).

Результаты оценки величин современной разгрузки артезианских вод по Днепровско-Донецкому и Восточно-Предкавказскому бассейнам (соответственно 6,0 и 13 % от объема современного питания) представляются мало достоверными, так как подобное соотношение свидетельствует о том, что величина разгрузки оценена не полностью.

Средние удельные величины разгрузки артезианских вод, в расчете на площадь бассейна, изменяются в весьма широких пределах: от менее 0,05 до 0,7 л/(с·км^2). Максимальные средние величины разгрузки артезианских вод (0,5—0,7 л/(с·км^2) характерны для бассейнов с интенсивной и относительно глубокой эрозионной расчлененностью современной поверхности (Тобольский, Чулымский, Азово-Кубанский бассейны). Подземный сток в сосед-

Таблица 8

Результаты оценки элементов водного баланса артезианских бассейнов платформенного типа

Бассейн	F, тыс. км²	$V_{геол}$, км³	$W_п$, км³/год	$W_р$, км³/год	M, л/(с·км²)	$-\Delta Q$, км³/год	$Q_п$, км³/год	$Q_э$, км³/год	$M_п$, л/(с·км²)	$M_β$, л/(с·км²)
Ишимо-Иртышский	250	7 500*	22,0 / 0,7	20,0 / 0,6	0,3 / 0,08	2,0 / 0,06	57,0 / 1,8	—	0,2	$4{,}0\cdot10^{-5}$
Тобольский	113	5 800	110 / 3,5	60 / 1,9	0,3 / 0,5	50 / 1,6	66 / 2,1	—	0,6	$4{,}0\cdot10^{-5}$
Чулымский	266	53 000	210 / 6,7	196 / 6,2	1,3 / 0,7	14 / 0,4	658 / 21	—	2,5	—
Московский [28]	270	—	328 / 10	98 / 3,1	1,1 / 0,14	227 / 7,2	725 / 23	14 / 0,4	1,9	—
Днепровско-Донецкий [27]	240	175 000	158 / 5,0	9,5 / 0,3	1,4 / 0,04	5,5 / 0,18	324 / 10	—	1,4	—
Азово-Кубанский [26]	110	82 000	82 / 2,6	72 / 2,3	1,6 / 0,7	1,7 / 0,7	180 / 5,7	11 / 0,3	1,6	—
Восточно-Предкавказский [13]	75	27 000**	44 / 1,4	5,7 / 0,2	1,3 / 0,07	—	—	—	—	$3{,}0\cdot10^{-4}$

* Геологические запасы подземных вод апт-сеноманского комплекса.

** Геологические запасы раннего четвертичного и апшеронского комплексов.

M — удельные величины питания; в числителе — в расчете на площадь области питания, в знаменателе — разгрузки в расчете на площадь бассейна.

$Q_п$ — объем подземного стока зоны интенсивного водообмена.

$M_п$ — среднее значение модуля подземного стока зоны интенсивного водообмена.

$M_э$ — среднее за расчетный период значение модуля элизионного питания.

ние гидрогеологические структуры $Q_{подз}$ изменяется в пределах от 3,0 до 70 % от величины современного питания артезианских вод. Максимальные значения оттока (50—70 %) характерны для артезианских бассейнов второго порядка, расположенных на относительно приподнятых бортах крупных структурно-гидрогеологических элементов, при условии, что основные области современной разгрузки артезианских вод находятся за пределами самого бассейна (Московский, Тобольский бассейны). Во всех других случаях величины подземного оттока даже для артезианских бассейнов второго порядка не превышают 10 % от общего объема современного питания артезианских вод.

Объем современной эксплуатации подземных вод достигает 15 % от общей величины питания (см. табл. 8). Однако во всех случаях эти цифры получены суммарно с величиной эксплуатации подземных вод зоны интенсивного водообмена и не могут рассматриваться в качестве составляющей разгрузки глубоких артезианских вод.

В качестве выводов к главе необходимо отметить следующее.

1. Балансовый подход является наиболее перспективным в изучении региональных закономерностей формирования подземного стока в артезианских бассейнах платформенного типа.

2. Предложенное уравнение водного баланса бассейна в общем виде в настоящее время не может быть использовано для проведения количественных оценок в реальных условиях, поскольку имеющиеся методы не обеспечивают достоверных определений ряда балансовых элементов. Однако рассмотренное уравнение принципиально характеризует структуру водного баланса бассейнов платформенного типа и может применяться для обоснованных выводов, а также для постановки балансовых исследований в будущем.

3. Уравнение водного баланса артезианского бассейна в общем виде включает две группы членов, существенно различных в генетическом и количественном отношениях. Первая группа характеризует роль современных процессов подземного стока (питание, сток, разгрузка) в формировании геологических запасов подземных вод бассейна, вторая — роль тектонических движений в формировании запасов гравитационных и связанных вод, отжатие поровых растворов и поступление глубинных (эндогенных) флюидов через нижнюю границу бассейна.

4. Общий объем геологических запасов подземных вод, связанных с отложениями платформенного чехла бассейна, в расчете на год или многолетний период несоизмеримо велик по сравнению со всеми элементами уравнения, представляющими современные процессы подземного стока. В связи с этим артезианский бассейн (как гидродинамическая система) в балансовом отношении характеризуется высокой инерционностью (зарегулированность), и современные годовые или среднемноголетние величины артезианского стока в период любого по водности отрезка времени не должны иметь значимых различий и могут изменяться только в зависимо-

сти от изменения условий на верхней (гидродинамической) границе бассейна.

5. В центральных частях артезианских бассейнов сработка емкостных и упругих запасов подземных вод в результате процессов поднятия и эрозии в сочетании с притоком через нижнюю границу бассейна, вероятно, могут при определенных условиях обеспечить разгрузку глубоких подземных вод с величинами, фактически полученными по ряду бассейнов платформенного типа (10^{-2}—10^{-3} л/(с·км^2)) (см. гл. 6).

6. Приращение или сработка геологических запасов подземных вод $\Delta V_{геол}$ в значимых величинах могут проявиться только за геологически длительный отрезок времени, причем направленность и интенсивность процесса определяются ходом тектонического развития структуры или заметными (постоянными) изменениями климатической обстановки и развитием рельефа, приводящими к существенным изменениям условий на верхней гидродинамической границе бассейна.

7. При современной изученности водного баланса артезианских систем все члены общего уравнения, характеризующие изменение запасов подземных вод бассейна в процессе его геологической истории (изменение объемов гравитационных и связанных вод, упругих запасов, отжимающихся поровых растворов, поступление эндогенных вод), могут рассматриваться как величины одного порядка. В связи с этим при палеогидрогеологических реконструкциях артезианских систем принципиально важен количественный учет всех геологических составляющих балансового уравнения бассейна.

Глава 5

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА В ВЕРХНЕМ ЭТАЖЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

В соответствии со схемой гидрогеологической стратификации разреза бассейнов платформенного типа в качестве *первого гидрогеологического этажа* бассейна рассматривается верхняя часть разреза, в пределах которой структура потоков подземных вод определяется условиями на верхней гидродинамической границе бассейна [4]. Влияние верхней границы определяет формирование гидродинамически обособленных местных потоков подземных вод (грунтовые и межпластовые воды) в соответствии со схемой Мятиева — Гиринского (ярус местного подземного стока). При наличии в подошве верхнего этажа бассейна регионально выдержанной толщи слабопроницаемых пород его мощность и положение нижней границы достаточно четко устанавливаются непосредственно из строения гидрогеологического разреза.

При сложном строении разреза с наличием многочисленных локальных и местных водоупоров мощность первого гидрогеологического этажа зависит от соотношения параметров (мощность, проницаемость) водоносных и слабопроницаемых пород, а также степени и глубины эрозионной расчлененности территории, обусловливающей (при прочих равных условиях) характер распределения напоров на верхней гидродинамической границе бассейна. Строение гидрогеологического разреза, фильтрационные свойства водоносных и слабопроницаемых пород и распределение напоров на верхней границе определяют так называемую глубину дренирующего воздействия местной гидрографической сети (системы местных дрен), до которой сохраняются условия формирования гидродинамически обособленных местных потоков межпластовых вод (условия, характерные для верхнего гидрогеологического этажа бассейна — ярус местного подземного стока).

Оценка глубины дренирующего воздействия гидрографической сети

Понятие глубина дренирующего воздействия речных долин широко используется при региональных характеристиках условий формирования подземного стока [3, 19, 36]. Специальные проработки по оценке дренирующего влияния русла реки на потоки подземных вод в различных условиях впервые выполнены М. А. Вевиоровской и И. С. Зекцером. В качестве основных факторов, определяющих величины показателя дренированности, ими рассматривались: расход потока, ширина реки, мощности и коэффициенты фильтрации водоносных и слабопроницаемых слоев. Результаты расчетов показывали, что наряду с условиями так называемого полного дренирования, когда русло реки представляет собой непроницаемую границу потока (в плане), возможно наличие частичного (неполиого) дренирования подземных вод без формирования двустороннего притока к дрене.

Приближенное представление о глубине дренирующего воздействия речной долины может быть получено из решения уравнения неустановившейся фильтрации для полуограниченного потока в виде [34]:

$$\Delta H = vtF_v(x,\ t)$$

при

$$\Delta H(x,\ 0) = 0;\ \Delta H(0,\ t) = vt,$$

где ΔH — изменение уровней, м; v — скорость изменения уровней на границе, м/сут; t — время; $F_v = R(\lambda)$ — безразмерная функция.

При этом принимается, что изменение уровня на верхней границе бассейна связано с формированием четвертичной эрозионной сети бассейна (верхняя гидродинамическая граница), $x = h_д$, где $h_д$ — условная глубина дренирующего воздействия, определяемая

через суммарную мощность слабопроницаемых пород разделяющих пластов и толщ. Тогда:

$$\frac{\Delta H}{vt} = F_v(x,\ t) = R(\lambda);$$

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{a_0 t}}.$$

При принятых условиях и значениях: $\Delta H/v \cdot t = 0{,}1$ и $0{,}9$,

$$h_д = 1{,}5\sqrt{a_0 t} \text{ и } h'_д = 0{,}08\sqrt{a_0 t}.$$

Результаты расчета, представленные в виде графика с координатами $h_д$ и $\lg t$, показывают, что даже при весьма низкой пьезопроводности слабопроницаемых пород ($a_0 = 1$ м^2/сут) изменение уровня на верхней границе бассейна в значимых величинах ($R(\lambda) = 0{,}1$) должно только в послеледниковое Q_4 время распространяться до глубин более 3000 м. Изменения уровня в сопоставимых величинах ($R(\lambda) = 0{,}9$) для речных долин, заложившихся в послеледниковое время, могут проявиться только при суммарной мощности слабопроницаемых пород до 300 м, однако и в этом случае для крупных эрозионных врезов (в расчете на весь четвертичный период) глубина дренирующего воздействия может достигать 3500 м и более (рис. 8).

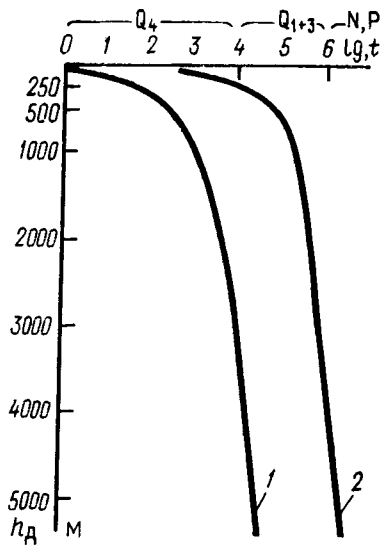


Рис. 8. Возможный характер изменения глубины дренирующего воздействия речных долин в течение неоген-четвертичного периода:
1 — при $R(\lambda) = 0{,}1$; *2* — при $R(\lambda) = 0{,}9$

Таким образом, при средней мощности разреза бассейна (см. гл. 2) отсутствие видимой связи распределения напоров подземных вод с условиями на верхней границе бассейна объясняется не отсутствием дренирующего влияния современной гидрографической сети, а соответствующими соотношениями расходов вертикальной и пластовой фильтрации (скоростями перераспределения давлений).

Условия полного дренирования существуют во всех случаях, когда двусторонний латеральный приток к дрене соответствует суммарной величине вертикальной разгрузки подземных вод. Исходя из этого глубина дренирующего воздействия русла реки должна оцениваться через суммарную мощность слабопроницаемых пород ($h_д = m_0$), при которой осуществляется 100 %-ная разгрузка расходов подземных вод, формирующихся на площади междуречья.

Теоретическое решение для данного случая [46] при граничных условиях $x=0$ и $x=B$ имеет вид:

$$H - H_0 = \frac{W(L-B)}{Tb \operatorname{sh} bB} \cdot \operatorname{ch} bx,$$

где $W(L-B)$ — приток подземных вод к борту долины, формирующийся за счет инфильтрации W на междуречье при ширине его L м³/сут; B — ширина участка разгрузки; $b=K_0/(m_0 \cdot T)$ — коэффициент перетекания; K_0 — коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород, м/сут; H — величина напора разгружающихся подземных вод, м; H_0 — абс. отметка (напор) уреза воды в дрене, м; T — проводимость, м²/сут.

Соответственно для середины русла ($x=0$):

$$H - H_0 = \frac{q}{Tb \operatorname{sh} bB}$$

и для борта долины ($x=B$):

$$H - H_0 = \frac{q \operatorname{cth} bB}{Tb},$$

где q — удельный расход потока подземных вод, м³/сут.

При разложении гиперболических функций в степенной ряд и ограничении первым членом ($bB \to 0$) получим:

$$h_д = \frac{K_0 B}{q}(H - H_0) \text{ при } x = 0;$$

$$h_д = \frac{K_0 B}{q}(H - H_0) - \frac{K_0 B^2}{3T} \text{ при } x = B.$$

Таким образом, при определении максимальной глубины дренирующего воздействия русла $h_{д\,max}$ следует использовать решение при $x=0$, так как во втором случае $h_д$ при тех же значениях параметров оказывается меньше.

В общем случае значения основных расчетных параметров могут меняться в диапазоне: $K_0=10^{-6} \div 10^{-3}$ м/сут; $H-H_0=1{,}0 \div 10$ м (в реальных условиях напор подземных вод над урезом реки может достигать значительно больших величин — избыточное давление на устье скважины до 10^6 Па, но подобные величины характерны; как правило, только для глубоко залегающих подземных вод); $B=1000 \div 5000$ м (для крупных долин платформ, с учетом ширины поймы, как области возможной разгрузки подземных вод); $W=10^{-5} \div 10^{-4}$ м/сут, тогда при $L=10 \div 100$ км, $q=10^{-1} \div 10$ м²/сут.

Оценивая возможность использования первого члена ряда разложения гиперболического синуса, имеем, что при принятых значениях параметров и $T=10 \div 1000$ м²/сут, для случая $h_{д\,max}\, b \cdot B = 10^{-3}$, т. е. достаточно близко к 0. Таким образом, использование первого члена ряда разложения $shbB$ при оценке максимального значения $h_д$ вполне оправдано.

При принятых значениях расчетных параметров диапазон изменения соотношения K_0B/q составляет от 10^{-5} до $5 \cdot 10^2$. Из графика зависимости $h_д = K_0B(H-H_0)/q$ в координатах $\lg h_д$ и $lg\ (K_0B/q)$ получаем, что при $H-H_0=10$ м, глубина дренирующего воздействия $h_д$ может достигать 500 м (рис. 9)*.

При формировании подземного стока в верхнем этаже бассейна область разгрузки напорных подземных вод может значитель-

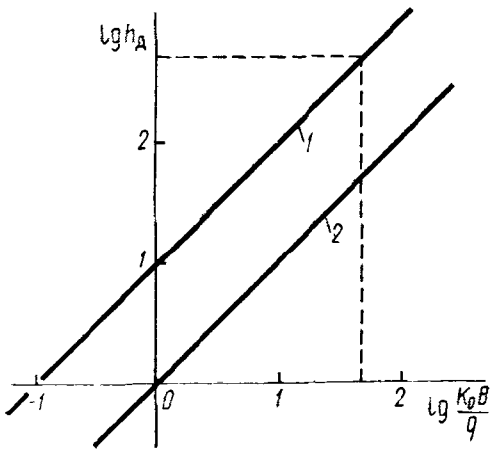


Рис. 9. График зависимости $h_д = \frac{K_0B}{q}(H-H_0)$ при:

1 — $(H-H_0)=10$ м; *2* — $(H-H_0)=1$ м

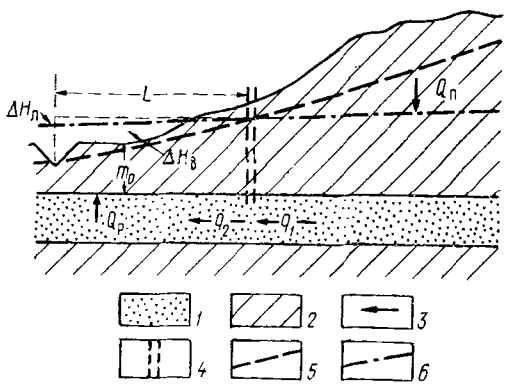


Рис. 10. Формирование разгрузки в условиях полного дренирования потока:

1 — водоносные горизонты; *2* — слабопроницаемые породы; *3* — направления движения подземных вод; *4* — граница областей питания и разгрузки; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — уровень межпластовых вод

но превышать ширину русла реки и в общем случае определяться соотношением уровней грунтовых и напорных подземных вод (рис. 10). Если движение напорных вод соответствует схеме А. Н. Мятиева [32] (двумерная в разрезе задача), справедливо условие:

$$Q_w = q_1 = q_2 = Q_р,$$

где Q_w — суммарная величина питания напорных вод в области междуречья; $q_1 = q_2$ — единичный расход через границу области питания и разгрузки; $Q_р$ — суммарная величина разгрузки подземных вод. Тогда глубина дренирующего воздействия речной долины $h_д = m_0$ приблизительно* может быть оценена из равенства величины стока и разгрузки: $Q_р = q_{1-2}$,

---

* Естественно, что при изменении принятых параметров в конкретных районах глубина дренирующего воздействия может меняться чрезвычайно сильно.

$$K_0 L \frac{\Delta H_в}{m_0} = T \frac{\Delta H_л}{L}.$$

$$m_0 = \frac{\Delta H_в}{\Delta H_л} \cdot \frac{K_0}{T} L^2,$$

где L — ширина области разгрузки (половина ширины долины реки, включая геоморфологические элементы, для которых сохраняется соответствующая разность напоров подземных вод); $\Delta H_в$ — среднее значение разности напоров вертикальной фильтрации в области разгрузки; $\Delta H_л$ — разность напоров латерального потока в области разгрузки.

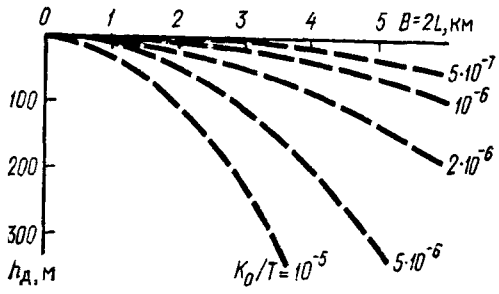


Рис. 11. Графики зависимости глубины дренирующего воздействия речных долин (полное дренирование) от размеров области разгрузки

Для водоносных горизонтов верхнего гидрогеологического этажа центральных районов бассейна в долинах рек первого и второго порядков можно считать справедливым условие: $\Delta H_в/\Delta H_л < 10$ [15]. Результаты расчетов глубины дренирующего воздействия речных долин на напорные горизонты верхнего этапа при различных значениях исходных параметров T; K_0; B и принятой величине $\Delta H_в/H_л$ приведены на рис. 11. Естественно, что в этом случае решающее влияние оказывают размеры долины, т. е. ширина области разгрузки B. Однако при наиболее реальных значениях расчетных параметров ($K_0/T < 10^{-6}$) даже для крупных речных долин ($2L = 3000$—4000 м) условия полного дренирования будут выполняться при суммарных мощностях перекрывающих слабопроницаемых пород порядка 200—300 м. Только при относительно высокой проницаемости разделов ($K_0 > 10^{-5}$) и ширине участков разгрузки $B < 5000$ м глубина дренирующего воздействия (в расчете на суммарную мощность слабопроницаемых пород верхнего этажа) может достигать 400 м и более**.

Таким образом, при сложном строении разреза артезианского бассейна с переслаиванием пород резко различной проницаемости и наличием многочисленных местных водоупоров полное дренирование межпластовых вод возможно при суммарной мощности слабопроницаемых пород до 200 м. В соответствии с этим общая мощ-

---

* В данном случае глубина дренирующего воздействия $h_д$ будет несколько занижена, так как не учитывается уменьшение величины $\Delta H_в$ в связи с формированием частичной разгрузки подземных вод в бортовой части долины (см. рис. 10).

** Как было указано выше (см. гл. 3), влияние экзогенных факторов на увеличение проницаемости глинистых пород прослеживается до глубин порядка 300 м, так что в этом случае глубина дренирующего воздействия будет сокращаться чрезвычайно резко.

ность верхнего гидрогеологического этажа бассейнов платформенного типа, в пределах которого формируются гидродинамически обособленные потоки подземных вод, полностью дренируемые местной гидрографической сетью, как правило, не превышает 500 м [10]. Относительно большая глубина дренирующего воздействия местной гидрографической сети может быть свойственна

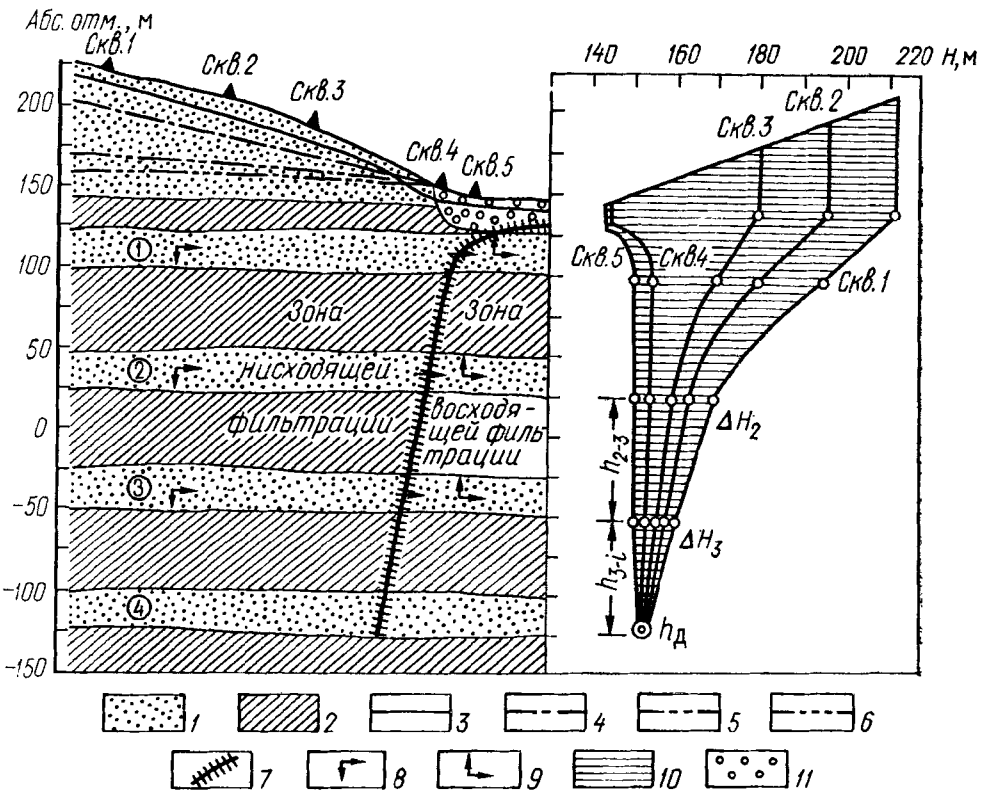


Рис. 12. Гидрогеологический разрез по потоку подземных вод и кривые изменения напоров с глубиной [15]:

1 — водоносный горизонт; **2** — водоупор; *3* — свободная поверхность грунтовых вод; *4—6* — пьезометрические поверхности водоносных горизонтов (*4* — первого, J_1=0,005; *5* — второго, J_2=0,002; *6* — третьего, J_3=0,001); *7* — поверхность восходящего потока; *8* — направления фильтрации в зоне нисходящей фильтрации; *9* — то же, в зоне восходящей фильтрации; *10* — эпюра потерь напора; *11* — зона формирования подруслового потока

только участкам, где в верхней части разреза практически отсутствуют выдержанные слабопроницаемые пласты.

При сложном строении верхней части разреза с наличием нескольких межпластовых водоносных горизонтов и разделяющих слабопроницаемых пластов для определения положения нижней границы первого гидрогеологического этажа может быть использован графический способ, предложенный Н. А. Журавель [15] для оценки мощности зоны интенсивного водообмена (рис. 12). В этом случае точка пересечения кривых распределения напоров в вертикальном разрезе зоны разгрузки и так называемой нейтральной полосы или области питания (точка $h_д$ на рис. 12) будет характеризовать элемент разреза, в котором практически отсутствуют градиенты пластовой фильтрации от междуречного простран-

ства к речной долине. Исходя из закономерностей распределения напоров в пластовой системе глубина залегания этого элемента будет соответствовать подошве первого гидрогеологического этажа, а не нижней границе зоны интенсивного водообмена, как считает Н. А. Журавель (см. гл. 8). Точка пересечения $h_д$ может отсутствовать только при изменении наклона кривых (см. рис. 12). Однако такое изменение будет свидетельствовать о том, что на определенном уровне разреза (в зоне разгрузки, нейтральной полосе или области питания) распределение напоров межпластовых вод с увеличением глубины залегания уже не соответствует условиям, характерным для первого гидрогеологического этажа. В этом случае положение подошвы этого этажа может быть установлено по соответствующему перегибу на кривой вертикального распределения напоров подземных вод.

Формирование и распределение величин подземного стока

Закономерности распределения величин подземного стока в отложениях верхнего гидрогеологического этажа с различной степенью детальности охарактеризованы в настоящее время для большинства артезианских бассейнов СССР. По существующим представлениям, величина подземного стока является некоторой обобщенной интегральной количественной характеристикой, отражающей совместное влияние основных стокообразующих факторов, действующих в тесной взаимосвязи [36].

Основные природные факторы формирования подземного стока верхнего этажа наиболее полно рассмотрены И. С. Зекцером [19]. На примере Прибалтийского артезианского бассейна (с учетом данных по СССР в целом) им выделены семь групп природных стокообразующих факторов (табл. 9) с выделением основных для рассматриваемых условий. В настоящей работе выполнены оценки и статистическая обработка материалов по всем основным типам платформенных артезианских бассейнов СССР, что позволяет в значительной степени уточнить и дополнить имеющиеся представления.

Влияние гидрометеорологических и геоморфологических факторов обусловливает тесную связь распределения величин подземного стока в отложениях верхнего этажа с широтной зональностью, как климатической, так и гидрогеологической, рассмотренной В. С. Ильиным, О. А. Ланге и др. Результаты статистической обработки данных по изменению величин подземного стока на территории Русской, частично Скифской и Западно-Сибирской плит, частично Сибирской платформы показывают, что эти изменения, безусловно, имеют зональный характер. При преимущественно логнормальном распределении доверительные интервалы генеральной средней модуля подземного стока в отложениях верхнего гидрогеологического этажа в пределах конкретных природных зон изменяются от 0,15 (зона резко недостаточного увлажнения Русской и Скифской плит) до 2,9 л/(с·км^2) (зона избыточного увлажнения

Русской плиты и Западной Сибири); коэффициент подземного стока (процент от осадков) соответственно от 0,1 до 16 % (табл. 10).

При расчетах средних значений и доверительных интервалов модуля и коэффициента подземного стока использованы данные по более чем 600 пунктам с многолетними рядами наблюдений. В соответствии с установленной [36] зависимостью величины модуля стока от размеров площади водосбора, при расчетах использованы только данные по бассейнам при $F>1000$ км^2. Однородность геологических условий обеспечивалась выбором расчетных створов с площадью водосбора, целиком расположенной в области сплошного распространения отложений осадочного чехла (исключение влияния смежных территорий с условиями формирования стока, отличающимися от платформенных).

Таблица 9

Основные природные факторы формирования и распределения величин подземного стока верхнего гидрогеологического этажа [19]

Группа факторов	Основные стокообразующие факторы
Гидрометеорологических	Типы и формы атмосферной циркуляции Атмосферные осадки Суммарное испарение Речной сток (в карстовых районах)
Геолого-гидрогеологических	Состав, мощность и фильтрационные свойства пород зоны аэрации Проводимость водовмещающих пород Гидравлические градиенты потоков подземных вод
Геоморфологических	Характер рельефа, эрозионная расчлененность, плотность гидрографической сети
Космогенных	—
Биогенных	Растительность Живые организмы
Антропогенных	—
Криогенных	Характер распространения многолетнемерзлых пород Мощность и глубина залегания Наледное регулирование

Зональный характер распределения средних значений модуля и коэффициента подземного стока подтверждается их постепенным изменением в широтном направлении при статистически обоснованной достоверности различия полученных величин. В зоне островного распространения многолетнемерзлых пород (при условии ее избыточного увлажнения (Сибирская платформа) зональные

Таблица 10

Распределение величин модуля и коэффициента подземного стока в отложениях верхнего гидрогеологического этажа бассейнов платформенного типа

Зоны и гидрогеологические районы	Число членов выборки n	Интервалы изменения измеренных величин	Средние значения	Дисперсия	Доверительные интервалы 80%-ной обеспеченности
Зона резко избыточного увлажнения Русской и Западно-Сибирской плит ($K_y > 1{,}4$)	48	1,1—6,9* / 6,0—4,4	2,5 / 13,3	1,3 / 7,8	2,2—2,9 / 10,9—16,2
Зона избыточного увлажнения Русской и Западно-Сибирской плит ($K_y = 1{,}4 \div 1{,}4$)	178	0,5—6,2 / 2,1—33	2,4 / 12,3	1,3 / 6,5	2,2—2,6 / 11,1—13,5
Зона недостаточного увлажнения Русской и Западно-Сибирской плит ($K_y = 0{,}6 \div 1{,}0$)	91	0,11—1,7 / 1,0—10	0,7 / 4,1	0,38 / 2,1	0,6—0,8 / —
Зона резко недостаточного увлажнения ($K_y < 0{,}6$)	103	0,01—0,6 / 0,1—3,0	0,16 / 1,2	0,12 / 0,7	0,15—0,17 / —
Зона избыточного увлажнения, область распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири, Восточно-Сибирской платформы	54	0,1—3,7 / 1,0—20	1,3 / 6,8	1,6 / 6,3	1,0—1,6 / 5,7—7,9
Карстовые районы Русской плиты	75	0,8—6,9 / 5,0—44	3,1 / 15,8	1,4 / 7,4	2,8—3,5 / —
Область распространения терригенных пермских отложений Русской плиты	53	0,1—2,9 / 0,6—15	1,2 / 6,9	0,7 / 3,6	1,1—1,4 / —
Зона избыточного увлажнения, участки поверхностного распространения песчаных флювиогляциальных отложений Русской плиты	46	0,7—6,0 / 3,0—33	2,9 / 15,2	1,2 / 7,0	2,5—3,3 / 12,3—18,2
Зона избыточного увлажнения, участки поверхностного распространения мореинных суглинков и озерно-ледниковых отложений Русской плиты	61	0,5—3,2 / 3,0—17	1,7 / 9,9	0,61 / 3,2	1,6—1,9 / —
Зона избыточного увлажнения, участки поверхностного распространения конечномореинных образований Русской плиты	37	1,2—6,0 / 6,0—28	3,5 / 16,8	1,3 / 6,8	3,0—4,1 / —

* В числителе — модуль подземного стока (л/(с·км²)), в знаменателе — коэффициент подземного стока (% от количества осадков).

значения параметров подземного стока (при их достоверном различии с увлажненными зонами Русской плиты и Западной Сибири) отражают решающее воздействие группы криогенных факторов, определяющих в целом пониженные значения модуля и коэффициента стока (см. табл. 10).

Весьма показателен тот факт, что зональные изменения средних значений и доверительного интервала величин модуля подземного стока подтверждаются практически аналогичным распределением величин коэффициента подземного стока. Это, в частности, свидетельствует о том, что изменение зональных значений модуля подземного стока обусловлено не увеличением годовой суммы осадков, а совместным влиянием всех природных факторов, проявление которых имеет зональный характер (степень увлажнения, растительность и др.).

В пределах всех широтных зон Русской плиты наиболее высокие значения подземного стока свойственны участкам распространения сред карстового типа. Так, суммарно по всем карстовым районам Русской плиты доверительный интервал изменения величин модуля подземного стока составляет 2,8—3,5 л/(с·км^2), при среднем значении 3,1 л/(с·км^2), что значительно выше, чем средняя величина и доверительный интервал в зоне с резко избыточным увлажнением (см. табл. 10). Этот факт на основе количественных данных подтверждает представления об азональной природе формирования подземных вод карстовых районов, в том числе и распределения величин подземного стока. В то же время все аномально высокие значения модуля подземного стока (6,0—8,0 л/(с·км^2) и более) по карстовым районам связаны главным образом с резко локальными условиями, характерными для малых ($F<1000$ км^2) водосборов (Силурийское, Кулойское плато, Приуралье и др.). В сравнении с карстовыми районами Русской плиты существенно меньшим доверительным интервалом (1,1—1,4 л/(с·км^2)) отличается область распространения преимущественно терригенных пород (пермские отложения Русской плиты). В этом случае при одних и тех же характеристиках рельефа и климата территории существенные различия модуля и коэффициента подземного стока (в два раза и более) определяются наличием (преобладанием) в разрезе зоны интенсивного водообмена геофильтрационных сред разного типа (геолого-гидрогеологические факторы) (см. табл. 9).

В области ледниковой аккумуляции Русской плиты наибольшими значениями модуля и коэффициента подземного стока отличаются участки поверхностного залегания конечноморенных и флювиогляциальных отложений (соответственно 2,5—3,3 и 3,0—4,1 л/(с·км^2)) и существенно меньшими (1,6—1,9 л/(с·км^2)) участки с преимущественным распространением валунных суглинков и песчано-глинистых озерно-ледниковых отложений.

Оценка связи распределения величин подземного стока с годовыми суммами осадков X и значениями коэффициента увлажне-

ния $K_у = X/Z$ (где Z — максимальная величина суммарного испарения), выполненная на основе анализа материалов по ряду артезианских бассейнов, дала следующие результаты. На площади отдельных широтных зон (Русская и Скифская плиты, Сибирская платформа) связь распределения среднемноголетних величин подземного стока с годовой суммой осадков и коэффициентами увлажнения практически отсутствует или выражена весьма слабо ($r = 0{,}09—0{,}44$). Естественно, что наиболее низкие значения коэффициента корреляции получены для зоны избыточного увлажнения и карстовых районов с азональным распределением величин стока (табл. 11). Более высокие значения коэффициента корреляции ($r = 0{,}40—0{,}44$) типичны только для зоны недостаточного увлажнения, причем в этом случае связь распределения величин модуля подземного стока с увлажнением территории характеризуется достоверными коэффициентами корреляции ($r = 0{,}61$). По нашему мнению, отсутствие связи распределения модуля подземного стока с атмосферными осадками в зоне избыточного увлажнения объективно обусловлено более существенным воздействием других стокообразующих факторов, и прежде всего геолого-гидрогеологических. При переходе от одной широтной зоны к другой связь распределения величин подземного стока с годовой суммой осадков (а также другими географическими факторами, имеющими зональный характер) отражается в изменении средних зональных значений параметров стока (см. табл. 11). В каждой зоне (при близких значениях суммы осадков и коэффициента увлажнения) распределение величин подземного стока контролируется изменением геологического строения и гидрогеологических условий, не связанных с проявлением широтной зональности. Для подтверждения этого положения на основе имеющегося материала проведена оценка корреляционной связи величин подземного стока с количеством осадков и коэффициентами увлажнения в районе с однотипным геологическим строением верхней части разреза (область поверхностного распространения пермских отложений Русской и центральная часть Западно-Сибирской плит). Как и следовало ожидать, в этих случаях прямая связь величин подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции ($r = 0{,}64—0{,}93$).

В областях поверхностного распространения пермских отложений (Русская плита, Приуралье) связь распределения величин подземного стока с годовой суммой осадков характеризуется относительно низким значением коэффициента корреляции ($r_x = 0{,}64$). Это объясняется тем, что на территории, вытянутой в широтном направлении от зоны недостаточного до зоны избыточного увлажнения, наряду с изменением количества осадков решающим фактором является изменение величины суммарного испарения. Связь распределения величин подземного стока с коэффициентом увлажнения характеризуется здесь существенно более высоким значением коэффициента корреляции ($r_к = 0{,}83$). Соответственно для центральной части Западно-Сибирской плиты территории практи-

Таблица 11

Оценка связи распределения величин подземного стока с годовыми суммами осадков и коэффициентами увлажнения

Зоны и гидрогеологические районы	Число членов выборки	Интервалы изменения*	Увлажненность территории**	Коэффициенты корреляции с годовой суммой атмосферных осадков*	Корреляция с коэффициентами увлажнения*
Зона резко избыточного увлажнения (Русской и Западно-Сибирской плит)	48	1,1—6,9 / 6,0—44	480—770 / 1,2—1,45	—0,37 / —	—
Зона избыточного увлажнения (Русской и Западно-Сибирской плит)	178	0,5—6,2 / 2,1—33	440—730 / 1,0—1,2	—0,28 / —	—
Зона недостаточного увлажнения (Русской и Западно-Сибирской плит)	91	0,1—1,7 / 1,0—10	410—640 / 0,6—1,0	0,40 / —	0,61 / —
Зона резко недостаточного увлажнения (Русской и Западно-Сибирской плит)	103	0,01—0,6 / 0,1—3,0	300—630 / 0,6	0,44 / —	—
Карстовые районы Русской плиты	75	0,8—6,9 / 5,0—44	470—820 / 0,6—1,4	0,09 / —	—
Участки поверхностного распространения песчаных флювиогляциальных отложений (Русской плиты)	46	0,7—6,0 / 3,0—33	520—730 / 0,8—1,4	0,11 / —	—
Участки поверхностного распространения конечно-моренных образований (Русской плиты)	37	1,2—6,6 / 6,0—28	530—780 / 1,0—1,4	—0,14 / —	—
Участки поверхностного распространения валунных суглинков и озерно-ледниковых отложений (Русской плиты)	61	0,5—3,2 / 3,0—17	480—710 / 1,0—1,4	0,11 / —	—
Область распространения многолетнемерзлых пород (Западно-Сибирской плиты, Восточно-Сибирской платформы)	54	0,1—3,7 / 1,0—20	290—810 / 0,8—1,4	0,61 / 0,40	—
Область распространения терригенных пермских отложений (Русской плиты)	53	0,1—2,9 / 0,6—15	410—670 / 0,58—1,42	0,64 / —	0,83 / —
Центральные районы Западно-Сибирской плиты	62	0,05—3,4 / 0,2—21	350—680 / 0,55—1,35	0,81 / 0,80	0,93 / 0,93

* В числителе — значения модуля (л/(с·км²)), в знаменателе — коэффициент подземного стока (%).
** В числителе — изменение суммы осадков за год (мм), в знаменателе — коэффициент увлажнения (%).

чески однородной в геолого-гидрогеологическом отношении — значения коэффициентов корреляции: $r_x = 0{,}80$, $r_к = 0{,}93$ (рис. 13).

В то же время в области распространения четвертичных ледниковых отложений (зона избыточного увлажнения Русской плиты) для участков с отложениями одних и тех же литогенетических типов распределение величин модуля подземного стока практически

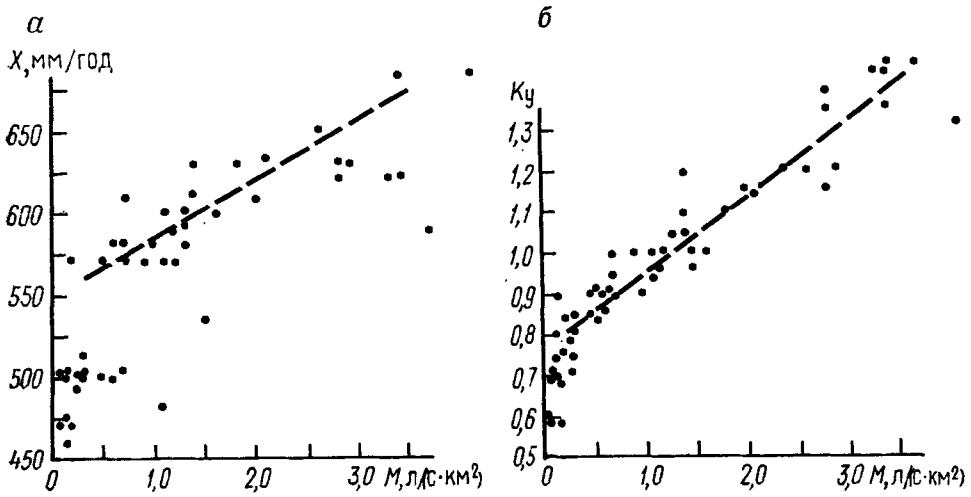


Рис. 13. Характер связи величины модуля подземного стока с годовой суммой осадков (*а*) и значениями коэффициента увлажнения (*б*) для Западно-Сибирской артезианской области

не связано с изменением годовой суммы осадков. Можно предположить также, что отрицательные значения коэффициента корреляции (от —0,11 до —0,37), полученные для зоны избыточного и резко избыточного увлажнения (обратная связь), не являются ошибочными, а объективно отражают ухудшение условий формирования подземного стока при увеличении степени увлажнения и заболачивания территории. Рост коэффициента корреляции для зоны недостаточного и резко недостаточного увлажнения (соответственно 0,40 и 0,44) отражает в целом более существенную роль метеорологических факторов при общем уменьшении увлажненности территории. Характер распределения модуля подземного стока [23, 36] показывает, что в пределах платформенных структур основные изменения средних значений от 3,0 до 0,1 л/(с·км²) происходят весьма резко и главным образом в пределах зоны недостаточного увлажнения (см. табл. 10). Высокие значения коэффициента корреляции, полученные для районов с однородными гидрогеологическими условиями (см. табл. 11), свидетельствуют о том, что эти изменения связаны именно с воздействием факторов гидрометеорологической группы.

Несколько неожиданны относительно высокие значения коэффициентов корреляции (0,40—0,61), полученные для зоны избыточного увлажнения в области распространения многолетнемерзлых пород (Восточно-Сибирская платформа). Однако в этом случае связь величин модулей подземного стока и годовых сумм осадков является кажущейся. Уменьшение годовых сумм осадков свя-

зано здесь в основном с увеличением континентальности климата, что в свою очередь определяет более широкое распространение и увеличение мощности многолетнемерзлых пород и связанное с этим ухудшение условий формирования подземного стока.

Влияние геолого-структурного фактора на региональное распределение величин подземного стока верхнего этажа наиболее отчетливо проявляется в общем уменьшении параметров (модуль, коэффициент) в направлении от периферии к внутренней области бассейна, а в пределах последней — от приподнятых участков к впадинам. Подобный характер распределения установлен по западному и восточному (Притиманскому) бортам Северо-Двинского бассейна, периферии Печорского бассейна, в Приуралье, по западному борту и юго-восточной периферии Западно-Сибирской артезианской области, в юго-восточной части Ангаро-Ленского региона и др. При этом в большинстве случаев отчетливо фиксируется уменьшение параметров стока в полтора-два раза и более. Аналогичный характер распределения установлен в пределах Московского, Восточно-Предкавказского и Азово-Кубанского бассейнов [13, 28]. Такое изменение величин подземного стока, по мнению большинства исследователей [19, 28], определяется влиянием основных факторов: увеличением годовой суммы атмосферных осадков на относительно приподнятой периферии и возвышенных (водораздельных) участках внутренних областей бассейнов и их более интенсивной эрозионной расчлененностью, обусловливающей рост гидравлических уклонов и интенсивности процессов стока (влияние гидрометеорологических и геоморфологических факторов).

Однако анализ распределения величин по ряду бассейнов с существенно различными природными условиями не подтверждает представлений о решающей роли названных факторов. Как было показано выше, в пределах практически всех широтных зон отсутствует четкая связь распределения величин стока с годовыми суммами осадков (кроме районов с однородным геологическим строением). Рост модуля подземного стока, связанный непосредственно с возрастанием годовой суммы осадков, не может сопровождаться аналогичным увеличением также и относительной характеристики, которой является коэффициент подземного стока (в процентах от осадков)*. Влияние более интенсивной эрозионной расчлененности возвышенных участков территории не подтверждается характером распределения параметров подземного стока по целому ряду подобных районов (Северные увалы, Среднее Зауралье, Приобское плато и др.).

Наиболее убедительным примером в этом смысле является характер распределения величин подземного стока в пределах Урало-Тиманской складчатой области и смежных платформенных территорий. В условиях низкогорного и среднегорного рельефа Урала и Тимана на участках распространения пород,

* Скорее наоборот, увеличение годовой суммы осадков должно в этом случае привести к уменьшению значений коэффициента подземного стока.

не характеризующихся относительно повышенной проницаемостью, величины параметров подземного стока, практически не отличаются от смежных районов с платформенными условиями [36].

В связи с изложенным можно считать, что влияние структурного фактора (структура бассейна в целом и его внутренний структурный план) на распределение величин подземного стока проявляется прежде всего через геологическое строение разреза верхнего этажа, определяющего состав и строение зоны аэрации, типы геофильтрационных сред, условия их залегания и т. д. Роль геолого-структурных условий в формировании и распределении параметров основных типов геофильтрационных сред разреза чехла рассмотрена выше. С учетом этих закономерностей структурный характер распределения величин подземного стока практически всегда может быть объяснен влиянием прежде всего гидрогеологических факторов.

На периферии бассейна увеличение параметров подземного стока практически во всех случаях связано с регрессивным типом ее строения, который определяет частое чередование пород различной проницаемости и водообильности, интенсивность процессов формирования экзогенной трещиноватости и выщелачивания, открытый характер связи напорных вод с грунтовыми и поверхностными водами и т. д. В ряде случаев относительно высокие величины стока на периферии и их уменьшение в направлении к центру бассейна связаны с общей закономерностью распределения параметров основных типов геофильтрационных сред разреза чехла (Восточно-Предкавказский и Азово-Кубанский бассейны, Зауралье). В долинах крупных дрен и на пониженных участках периферии бассейна относительно повышенные, а в ряде случаев аномально высокие значения характеристик стока (до 15 л/(с·км^2) и более) могут быть связаны с интенсивной локальной разгрузкой напорных подземных вод второго этажа бассейна.

На повышенных участках внутренних областей артезианских бассейнов платформ относительно более высокие значения модуля и коэффициента (кроме рассмотренных выше причин) связаны чаще всего с составом и строением разреза четвертичных пород, определяющих и фильтрационное сопротивление зоны аэрации, и проницаемость водонасыщенных пород (грунтовые и верхние горизонты напорных вод). Так, в области сплошного распространения четвертичных ледниковых отложений (Прибалтийский, Северо-Двинский, Печорский бассейны, Западная Сибирь) относительно повышенные значения модуля стока (до 6 л/(с·км^2) и более) характерны только для междуречий, сложенных с поверхности конечноморенными образованиями, а также песчаными флювиогляциальными и аллювиально-озерными отложениями (Северные и Сибирские увалы, Ижмо-Печорский водораздел и др.). В этих же условиях (при средних величинах 1,5—2,0 л/(с·км^2)) существенно более низкие значения (0,5—1,0 л/(с·км^2)) свойственны возвышенным участкам междуречий с широким распространением с поверхности валунных суглинков и глин (см. табл. 10). Аналогичная картина при значениях модуля стока 0,1—0,5 л/(с·км^2) характер-

на для южной части Западной Сибири (Приобское плато), где минимальные величины стока связаны с наиболее возвышенными участками, сложенными мощными толщами суглинков, а максимальные — с широкими ложбинами стока и прилегающей Кулундинской равниной [3].

На обширных территориях артезианских бассейнов платформ при оценке величин подземного стока методом генетического расчленения гидрографа роль собственно гидрогеологических факторов не проявляется в полной мере (за исключением азональных величин стока в районах распространения карстующихся пород). Однако результаты статистической обработки данных по группам бассейнов с различным гидрогеологическим строением верхней части разреза показывают, что в этом случае различия средних значений и доверительных интервалов модуля и коэффициента подземного стока весьма существенны. Величины, полученные для участков с широким распространением на поверхности валунных суглинков и существенно глинистых озерно-ледниковых отложений, значимо меньше средних зональных и практически в два раза меньше средних значений для участков с широким распространением конечноморенных и флювиогляциальных отложений (см. табл. 10). При отсутствии в рассматриваемых зонах связи между распределением подземного стока и гидрометеорологическими факторами (осадки, коэффициенты увлажнения) эти различия могут быть связаны только с воздействием факторов геолого-гидрогеологической группы.

В то же время гидрогеологическим факторам принадлежит решающая роль при оценке внутрибассейнового распределения параметров стока (по ограниченным участкам и блокам). Результаты крупномасштабных работ, выполненных для ряда артезианских бассейнов, показывают, что практически во всех случаях характеристики подземного стока при такой оценке их внутрибассейнового распределения чрезвычайно резко отличаются от средних (для бассейна) или зональных значений. В районах сплошного развития четвертичных ледниковых образований (Северо-Двинский, Печорский бассейны и др.) величины модуля подземного стока по отдельным бассейнам для отложений различных генетических типов изменяются от 0,5 до 8,0 л/(с·км^2) и более. В карстовых районах платформ в связи с изменением условий залегания карстующихся пород, проявлениями локального интенсивного карста и другими причинами изменение величин происходит в диапазоне от 0,1 до 20,0 л/(с·км^2) и более. Подобное распределение величин подземного стока установлено в частности Н. А. Лебедевой [28] для отложений нижнегжельского и мячковско-подольского карбонатных комплексов Московского артезианского бассейна. Модуль подземного стока, при средних значениях 2,0—3,0 л/(с·км^2), на относительно коротких расстояниях изменяется здесь от 0,3 до 6,0 л/(с·км^2).

При резкой фильтрационной неоднородности сред карстующегося типа карстовые районы платформ традиционно рассматрива-

ются как участки с максимальной изменчивостью величин подземного стока [36]. Однако полученные материалы показывают, что и для других типов геофильтрационных сред осадочного чехла (в частности экзогенного подтипа трещинных сред) при их существенно неоднородной проницаемости изменения величин подземного стока могут быть подобными или даже еще более резкими.

При относительно однородном строении геологического разреза и незначительно меняющихся фильтрационных свойствах водовмещающих пород распределение величин подземного стока связано главным образом с изменением условий питания и разгрузки подземных вод, обусловленным в значительной мере микрорельефом территории. Максимальные значения модуля и коэффициента стока характерны здесь для эрозионно расчлененных и хорошо дренируемых участков (склоны междуречий, речные долины, борта озерных котловин и др.), а минимальная — для плоских участков широких междуречных пространств.

При резкой фильтрационной неоднородности разреза (изменение проницаемости водовмещающих пород в плане в пределах одного-двух порядков и аналогичных изменениях фильтрационных свойств разделяющих толщ) различия величин подземного стока на расстояниях в несколько километров могут достигать одного порядка и более. Результаты расчетов показывают, что для однотипных в гидрогеологическом отношении районов (мощность зоны интенсивного водообмена, строение разреза, типы геофильтрационных сред) участки с различным типом строения зоны аэрации характеризуются существенно различными средними значениями модуля подземного стока и доверительными интервалами его изменения. При прочих равных условиях максимальные для района величины типичны для участков с трещинно-карстовым и хорошопроницаемым (пески) типом зоны аэрации, минимальные — для участков со слабопроницаемым (глины, суглинки) и торфо-минеральным разрезом этой зоны (табл. 12). Однако в большинстве случаев такие различия выражены относительно слабо. Это связано главным образом с тем, что даже при крупномасштабных оценках с использованием данных по частным водосборам, гидродинамических расчетов и моделирования величина модуля (коэффициента) подземного стока рассчитывается как среднее значение для относительно большой площади (от $n \cdot 1{,}0$ до $n \cdot 100$ км^2). Можно только предполагать, что распределение величин модуля (инфильтрационного питания) на площади такого расчетного блока или балансового участка будет связано прежде всего с воздействием именно этого фактора.

Условия и сроки водообмена в верхнем гидрогеологическом этаже бассейна

Понятие коэффициент водообмена было введено Г. Н. Каменским, который предложил рассчитывать его из отношения годового расхода подземных вод к общим запасам воды в бассейне, пласте, элементе пласта и т. д.: $K = Q/V_{геол}$, где Q — расход подземных вод, м^3/год; $V_{геол}$ — объем геологических запа-

сов подземных вод м³. В настоящее время условия водообмена чаще всего характеризуют обратной величиной τ, называемой сроком водообмена [27]. По своему физическому смыслу эта величина отражает длительность периода (число лет), в расчете на который суммарный объем стока будет количественно соответствовать объему геологических запасов подземных вод, что

Таблица 12

Распределение величин модуля подземного стока *M* при различных типах строения зоны аэрации

Артезианский бассейн	Породы (возраст)	Тип зоны аэрации	$M_ф$ (зимней межени), л/(с·км²)	Доверительный интервал 80%-ной обеспеченности
Прибалтийский	Карбонатные (D_3)	Хорошопроницаемый (песчаный)	2,3	1,7—3,0
		Слабопроницаемый (суглинки)	1,5	1,2—1,7
	Терригенные (D_3)	Хорошопроницаемый	1,9	1,5—2,6
		Слабопроницаемый	1,6	1,4—1,9
		Торфо-минеральный	0,9	0,6—1,3
Северо-Двинский	Карбонатные ($C—P_1$)	Трещинно-карстовый	3,3	2,8—4,0
		Слабопроницаемый	1,9	1,8—2,1
		Торфо-минеральный	1,4	1,2—1,6
Печорский	Терригенные (J_{2-3})	Хорошопроницаемый	2,7	2,2—3,3
		Торфо-минеральный и слабопроницаемый	1,9	1,6—2,2

определяет потенциальную возможность их полного возобновления.

Б. И. Куделиным [27] предложена простая зависимость для расчета срока водообмена в виде:

$$\tau = Fmn/Q,$$

где m — средняя мощность водовмещающих пород, м; n — пористость.

Использование этой зависимости и данных о распределении параметров подземного стока позволило количественно оценить водообмен в различных геолого-структурных условиях [3, 19]. Однако практически во всех случаях срок водообмена определяют путем получения средних для бассейна (района) характеристик без учета реальных изменений условий водообмена в различных гидрогеологических этажах и зонах.

В условиях верхнего гидрогеологического этажа бассейна при движении потоков подземных вод в соответствии со схемой

А. Н. Мятиева срок водообмена связан с основными параметрами системы следующим образом

$$\tau = \frac{\Delta V_{\text{геол}}}{Q} = 365\,\frac{nL^2}{\Delta HK} = \frac{L}{u},$$

где $\Delta V_{\text{геол}}$ — объем геологических запасов подземных вод расчетного элемента; u — действительная скорость движения подземных вод, м/сут; ΔH — разность напоров на границах потока, м. Дифференцированная оценка сроков водообмена (по расчетным блокам или участкам) может быть выполнена также с использованием данных об удельных ($F=1$ км^2) величинах геологических запасов подземных вод и среднемноголетних значений модуля подземного стока:

$$\tau = 31{,}7\,\frac{nm}{M_0},$$

где M_0 — среднемноголетнее значение модуля подземного стока, л/(с·км^2).

Для межпластовых напорных горизонтов верхнего этажа, не вскрытых современной (или древней) эрозионной сетью, при прочих равных условиях (n, m, K) изменение сроков водообмена будет определяться характером изменения разности напоров ΔH на границах потока. В соответствии с принципиальной схемой движения для водоносных горизонтов верхнего этажа характерно закономерное уменьшение величины ΔH от вышележащего горизонта к нижележащему (см. рис. 10). Таким образом, при прочих равных условиях сроки водообмена в системе горизонтов верхнего этажа должны постепенно возрастать с увеличением глубины залегания.

Естественно, что в условиях конкретного разреза верхнего этажа бассейна изменение сроков водообмена будет в решающей мере определяться фильтрационными параметрами n и K водовмещающих пород. Характер изменения этих параметров будет в той или иной мере усложнять закономерности распределения сроков водообмена, определяемые условиями залегания расчетного элемента и положением участков питания и разгрузки.

Оценки сроков водообмена в отложениях верхнего этажа бассейна, выполненные для конкретных участков, показывают, что их изменения в плане (для каждого водоносного комплекса) теснейшим образом связаны прежде всего с проявлениями основных гидрогеологических факторов, а интервал этих изменений на коротких расстояниях достигает двух порядков и более (см. рис. 14, 15). В связи с этим в условиях верхнего гидрогеологического этажа бассейна средние сроки водообмена, установленные для относительно крупных территорий (речной бассейн, область распространения водоносного горизонта и т. д.), строго говоря, не могут рассматриваться как объективная характеристика*.

---

* В отличие от средних характеристик подземного стока (модуль, коэффициент), которые могут быть использованы для расчета величины суммарного восполнения запасов подземных вод района, объемов подземного питания рек и т. д.

Реальные представления о длительности сроков водообмена в верхнем этаже бассейна при различных соотношениях фильтрационных параметров в водоносных горизонтах дают результаты оценки выполненной для Западно-Сибирской артезианской области (табл. 13). При изменении величин от менее 0,1 до 25 тыс. лет и более их распределение в пределах расчетных участков отра-

Таблица 13

Результаты расчета сроков водообмена в отложениях верхнего этажа Западно-Сибирской артезианской области

Водоносный комплекс	M, л/(с·км²)	$m_{ср}$, м	n, %	τ, тыс. лет
Эоценовый, междуречий Южного Зауралья	0,08—0,01	50	0,18	2,5—25
Эоценовый, речных долин Зауралья	0,5—0,3	30	0,25	0,6—0,9
То же (прн M_{max})	2,0—3,0	30	0,25	0,1
Олигоценовый, южной части Тобольского района	0,2—0,1	15	0,2	0,6—1,1
Олигоценовый, Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий	0,1—0,01	18	0,2	1,3—12,5
Олигоцен-четвертичный, Ишимской долины	0,5—0,3	22	0,3	0,5—0,8
Четвертичный, Иртышской долины	1,0	16	0,35	0,1
Четвертичный, Кулундинской равнины	0,3—0,1	25	0,3	0,8—2,5
Неогеновый, Кулундинской равнины	0,1	11	0,25	0,9
Неоген-четвертичный, Бийско-Барнаульского района	1,4	60	0,3	0,4
Олигоценовый, Бийско-Барнаульского района	0,24	20	0,2	0,5

жает общую зависимость сроков водообмена от фильтрационной неоднородности водовмещающих пород и современного рельефа, определяющего положение участков питания и зон разгрузки подземных вод (см. рис. 14, 15).

Аналогичное определение сроков водообмена в швентойско-тартуском водоносном комплексе верхнего этажа Прибалтийского артезианского бассейна, проведенное И. С. Зекцером, показало, что они изменяются здесь от 0,01 до 10 тыс. лет, при этом, по мнению автора, определяющее влияние на длительность периода однократного водообмена оказывает изменение условий (?) питания подземных вод или подземного стока [19].

Рассмотрение общих закономерностей формирования и распределения величин подземного стока в отложениях верхнего этажа артезианских бассейнов платформенного типа позволяет сформулировать следующие основные выводы.

1. В условиях верхнего гидрогеологического этажа бассейна структура потоков подземных вод (положение границ, конфигурация, направление движения) зависит главным образом от условий

на верхней гидродинамической границе бассейна, которые обусловливают формирование так называемого местного подземного стока, тесно связанного с современным рельефом и гидрографической сетью территории.

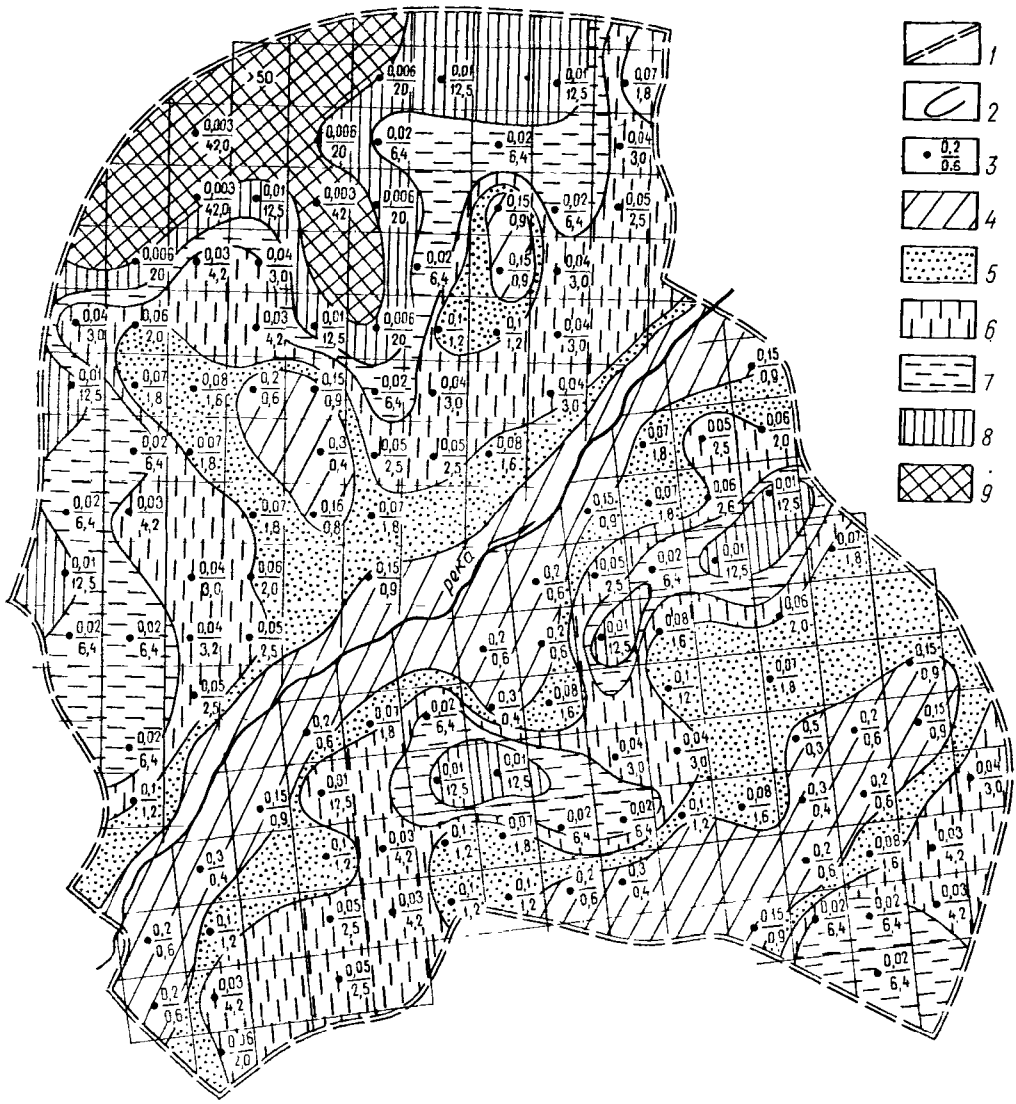


Рис. 14. Распределение величин подземного стока водоносного комплекса континентального олигоцена на территории Ишимского района:

1 — границы расчетного участка; *2* — границы участков с различными значениями сроков водообмена; *3* — контрольные точки (в числителе — модуль подземного стока, л/(с·км²); в знаменателе — срок водообмена, тыс. лет); *4—9* — длительность срока водообмена (*4* — менее 1 тыс. лет, *5* — 1—2 тыс. лет, *6* — 2—5 тыс. лет, *7* — 5—10 тыс. лет, *8* — 10—20 тыс. лет, *9* — более 20 тыс. лет)

2. В общем случае дренирующее воздействие четвертичной гидрографической сети (в зависимости от распределения фильтрационных сопротивлений геологического разреза) распространяется значительно глубже верхнего этажа, однако ниже его границы такое воздействие не оказывает решающего влияния на структуру

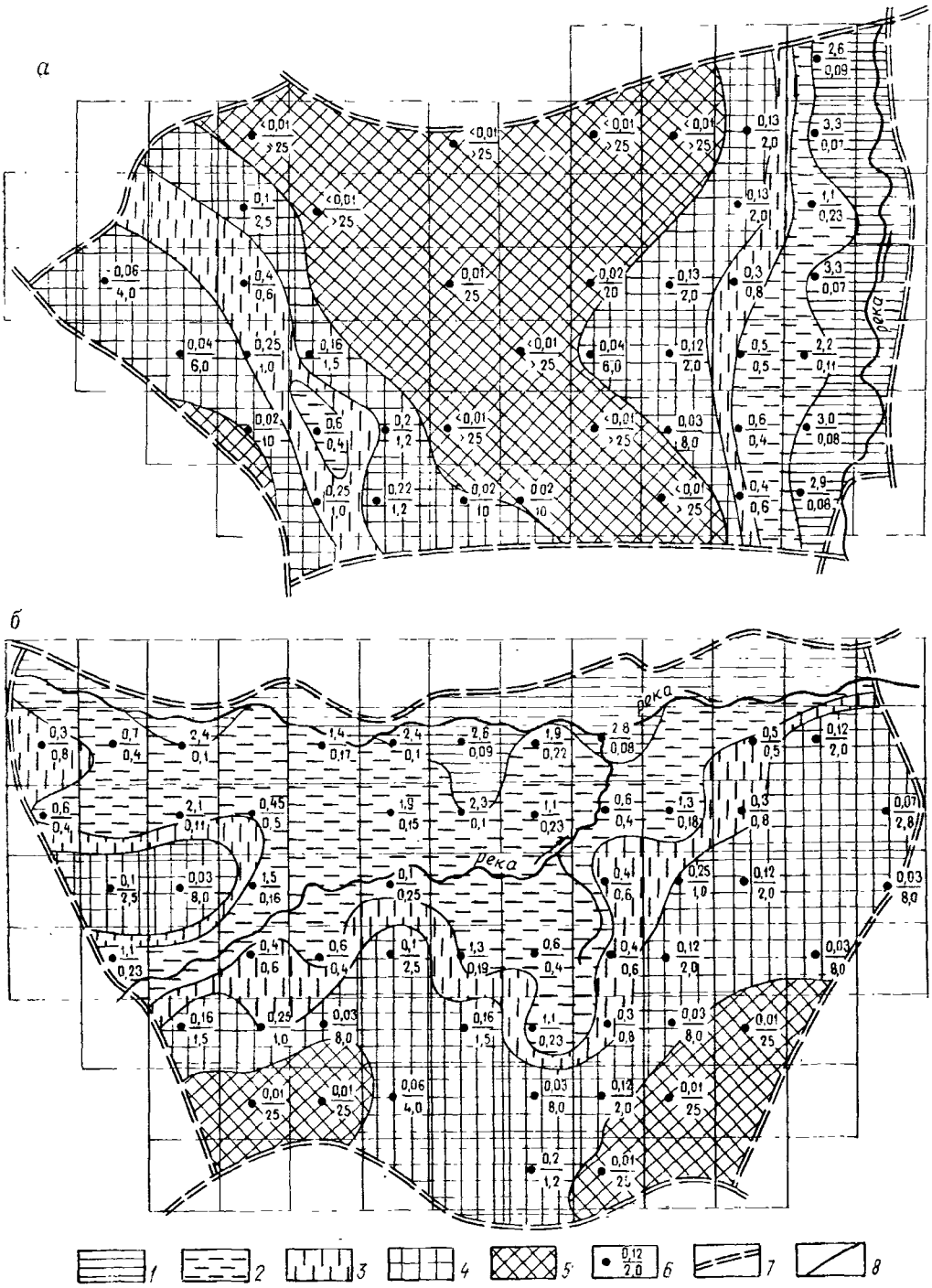


Рис. 15. Распределение величин подземного стока опокового горизонта (P_2) Тобольского бассейна [3]:

а — Тобол-Тогузаиское междуречье; *б* — бассейн среднего течения р. Исеть; *1—5* — срок водообмена (*1* — менее 0,1 тыс. лет, *2* — 0,1—0,5 тыс. лет, *3* — 0,5—1,0 тыс. лет, *4* — 1,0—10 тыс. лет, *5* — более 10 тыс. лет); *6* — контрольная точка (в числителе — модуль подземного стока, л/(с·км²), в знаменателе — срок водообмена, тыс. лет); *7* — границы расчетных участков; *8* — границы участков с различным значением срока водообмена

региональных потоков напорных подземных вод. В центральных областях артезианских бассейнов платформ суммарная мощность разреза верхнего гидрогеологического этажа как правило не превышает 400 м.

3. Тесная связь с условиями на верхней гидродинамической границе бассейна определяет широтную зональность распределения величин подземного стока, которая подтверждается общим изменением средних зональных значений характеристик стока при статистически обоснованной достоверности их различия. В пределах широтных климатических зон связь распределения величин подземного стока (модуль, коэффициент) с годовой нормой осадков или характеристиками увлажнения выражена весьма слабо. Высокими значениями коэффициентов корреляции (0,60—0,90) отличается связь распределения величин подземного стока с осадками и общим увлажнением только в районах с относительно однородными гидрогеологическими условиями.

4. Влияние факторов геолого-гидрогеологической группы наиболее существенно при изменении типа геофильтрационной среды или при различном строении гидрогеологического разреза верхнего этажа бассейна. В целом влияние гидрогеологических факторов наиболее резко проявляется при крупномасштабных оценках распределения величин подземного стока внутри крупных речных бассейнов и площадей распространения сред единого типа. Местное влияние гидрогеологических факторов определяет резкие (на порядок и более) изменения величин подземного стока в пределах ограниченных участков, при их существенных отличиях от средних зональных величин;

5. Сроки водообмена в отложениях верхнего гидрогеологического этажа бассейна в зависимости от конкретных условий изменяются в широких пределах от менее 0,01 до 25 тыс. лет и более. Тесная связь сроков водообмена в верхнем этаже бассейна с распределением величин подземного стока, обусловленным местным влиянием гидрогеологических факторов, приводит к существенной условности и неопределенности величин при расчетах средних сроков водообмена в пределах крупных территорий.

Глава 6

РЕГИОНАЛЬНАЯ ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВТОРОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА

В соответствии с принятой схемой стратификации [4] в качестве второго гидрогеологического этажа рассматривается элемент разреза бассейна (система водоносных горизонтов и комплексов), подземные воды которого имеют открытую гидравлическую связь с верхней границей бассейна только на периферии структуры и на локальных поднятиях внутренней области. Связь с верхней гидродинамической границей бассейна осуществляется в этом случае на

участках выхода водоносных отложений второго этажа непосредственно на современную поверхность бассейна или через верхнюю трещиноватую зону пород складчатого обрамления. На большей (внутренней) части бассейна водоносная система этажа залегает на относительно большой глубине и изолирована от поверхности регионально выдержанными слоями и толщами слабопроницаемых пород.

Основные закономерности строения разреза этажа, условия залегания и распределения фильтрационных свойств водоносных пород, обусловленные формой геологической структуры бассейна и историей ее развития, могут быть представлены в следующем виде.

1. Водоносные отложения этажа выходят непосредственно на современную поверхность или залегают вблизи нее главным образом на периферии бассейна, погружаясь к его внутренней области до глубин 2000 м и более.

2. Основное увеличение мощности разреза этажа и всех его стратификационных элементов происходит в краевой части структуры (зона погружения). Во внутренней области бассейна мощность разреза возрастает незначительно и главным образом за счет увеличения прослоев и толщ относительно слабопроницаемых пород.

3. Максимальные значения проницаемости водоносных и водоупорных пород характерны для участков их неглубокого залегания, и общей закономерностью является ухудшение фильтрационных свойств к внутренней погруженной части бассейна. В соответствии с этим наиболее существенные изменения проводимости разреза второго этажа, в том числе и ее максимальные значения, связанные с изменением проницаемости и мощности водоносных пород, также свойственны главным образом краевой части бассейна. В направлении к центральной погруженной области бассейна происходит закономерное снижение пластовой проводимости как разреза всего этажа в целом, так и его основных стратификационных водоносных элементов.

4. Степень изоляции напорных вод второго этажа от современной поверхности бассейна и подземных вод первого этажа постепенно возрастает с удалением от периферии бассейна и увеличением глубины залегания.

Таким образом, по условиям залегания водоносные горизонты и комплексы второго гидрогеологического этажа наиболее полно соответствуют традиционным артезианским схемам. По классическим представлениям региональной гидрогеологии именно в разрезе этого этажа возможно формирование регионально-структурных артезианских потоков подземных вод протяженностью в сотни и тысячи километров [10, 21, 31].

Формирование и распределение величин современного питания артезианских вод

В качестве основных источников современного питания артезианских вод второго этажа следует рассматривать непосредственно

инфильтрацию на участках выходов пластов на поверхность, все виды нисходящего поступления воды через нижнюю границу первого этажа бассейна, а также подземный приток из смежных структурно-гидрогеологических элементов. Положение областей питания подземных вод и условия на них рассматриваются как основные факторы, определяющие региональную гидродинамику артезианских бассейнов платформ. В настоящее время известно [10, 11], что региональные (основные) области питания артезианских вод могут быть связаны как со склонами обрамляющих складчатых сооружений, на которых формируется подземный приток через гидравлически открытые границы бассейна, так и с периферийными частями самих артезианских структур, где отложения второго гидрогеологического этажа выходят непосредственно на современную поверхность или залегают в условиях открытой гидравлической связи с верхней границей бассейна. В качестве дополнительных (внутренних) областей питания рассматриваются присводовые части крупных положительных структур, зоны региональных разломов, участки глубоких размывов и т. д., которым в современной поверхности бассейна соответствуют возвышенные участки с относительно высоким положением уровней грунтовых и поверхностных вод [9, 35].

Положение основных областей питания артезианских вод, связанных с краевыми зонами современных бассейнов, может быть установлено достаточно четко на основе структурно-тектонического плана территории (рис. 16). Во всех случаях в качестве одного из основных и наиболее общих факторов формирования и распределения величин современного питания артезианских вод следует рассматривать характер геологического строения краевой зоны бассейна. Анализ структурно-тектонического строения платформенных территорий показывает, что могут быть выделены три основные схемы строения краевой зоны бассейна, существенно различные с точки зрения условий формирования современного питания артезианских вод (величины, распределение их по площади, структурная приуроченность и т. д.).

В условиях трансгрессивно-закрытого строения краевой зоны (рис. 17, *а*) водоносные комплексы второго гидрогеологического этажа на периферии бассейна практически повсеместно перекрыты слабопроницаемыми породами регионального водоупора. Наличие глубоких эрозионных понижений, полностью или частично прорезающих слабопроницаемые породы, обусловливает формирование только участков и зон разгрузки подземных вод. На междуречьях периферийной зоны бассейна в связи с повсеместным развитием перекрывающих слабопроницаемых пород формируется характерное распределение напоров подземных вод с низким положением уровней напорных горизонтов и комплексов второго гидрогеологического этажа. В свою очередь низкое положение уровней напорных вод в пределах междуречий определяет существование значительных градиентов между потоками подземных вод на склонах складчатого обрамления и на периферии собственно бассейна,

что приводит к формированию интенсивного подземного притока со стороны $Q_{подз}$.

Таким образом, в этих условиях основной объем питания артезианских вод бассейна должен формироваться во внешней области

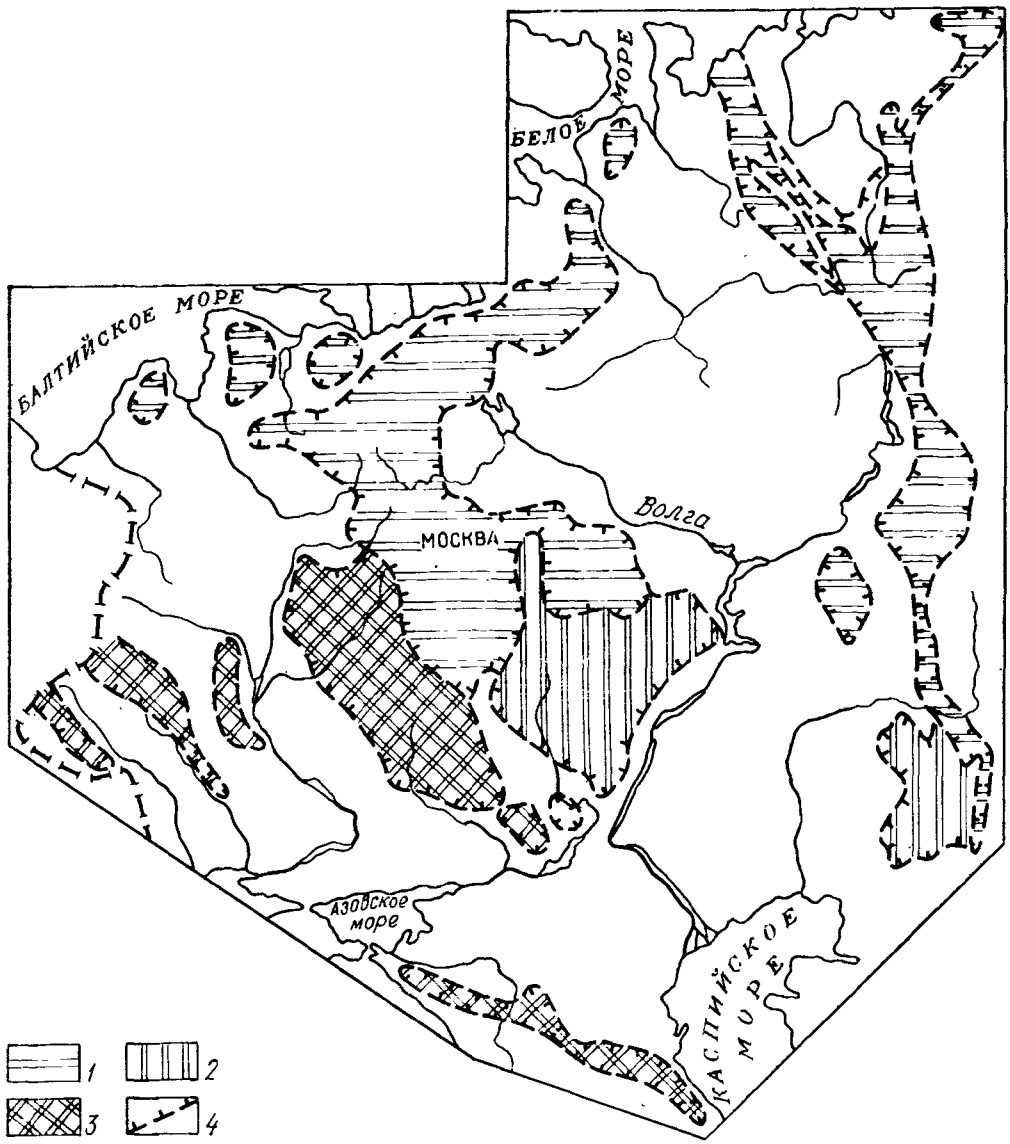


Рис. 16. Предполагаемое положение основных областей питания артезианских вод Русской плиты:

1 — палеозойских отложений; *2* — мезозойских отложений; *3* — кайнозойских отложений; *4* — границы областей питания

питания (приток через гидравлически открытую границу бассейна) при резко меньших величинах местной инфильтрации (перетекания) в самой краевой зоне бассейна. Гидродинамические условия подобного типа характерны для южного борта Днепровско-Донецкого бассейна, западного борта Печорского бассейна, Приураль-

ской и южной частей Западно-Сибирской артезианской области, северо-западной периферии Тургайского бассейна и др. [10].

При регрессивно-открытом типе строения краевой зоны бассейна водоносные отложения второго гидрогеологического этажа на значительных пространствах залегают непосредственно с поверхности или под маломощным покровом хорошо проницаемых осадков более молодого возраста (см. рис. 17, *б*).

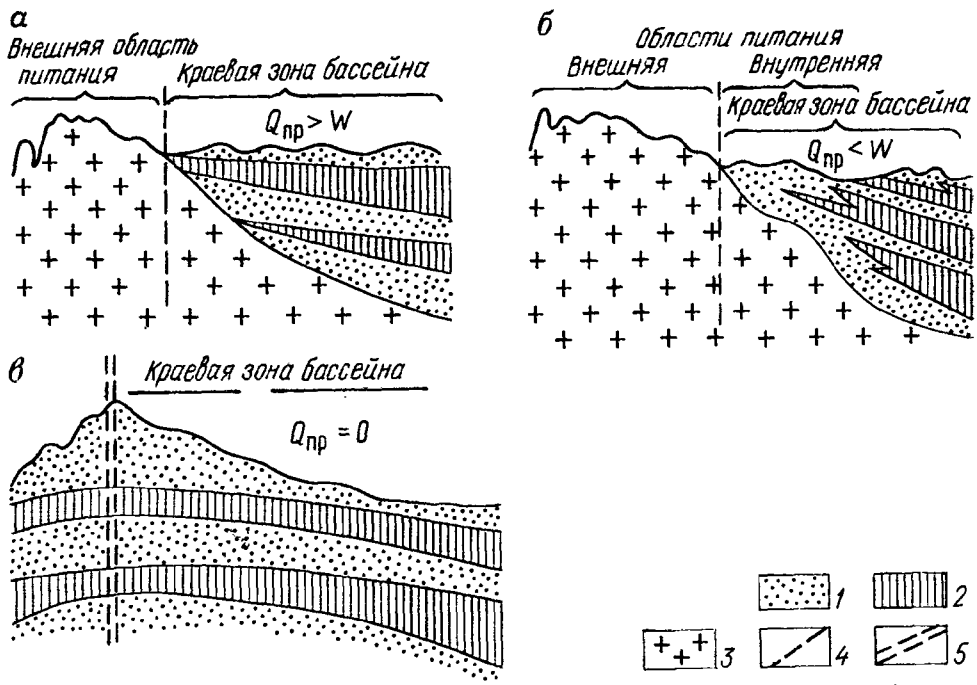


Рис. 17. Основные типы строения краевой зоны артезианских бассейнов платформ:

а — трансгрессивно-закрытый, *б* — регрессивно-открытый, *в* — структурно-закрытый; *1* — водоносные комплексы; *2* — слабопроницаемая толща; *3* — породы обрамления и фундамента; *4* — структурные границы бассейна; *5* — гидродинамические границы; $Q_{пр}$ — приток из внешней области; W — местное инфильтрационное питание

В этом случае создаются благоприятные условия для формирования инфильтрационного питания подземных вод уже в пределах периферии собственно артезианского бассейна (местное питание). Слабопроницаемые пласты относительно изолируют в плане участки питания смежных водоносных комплексов, а также внешнюю зону питания, связанную со склонами прилегающего складчатого обрамления. Пьезометрическая поверхность напорных вод второго гидрогеологического этажа в пределах периферии бассейна характеризуется в этом случае строением, типичным для водоносных горизонтов первого этажа, т. е. тесно связана с современным рельефом. Относительно высокое положение уровня напорных вод на междуречьях периферии бассейна определяет отсутствие значительных градиентов в сравнении со склонами складчатого обрамления и затрудняет формирование подземного притока со стороны.

Основной объем современного питания подземных вод второго гидрогеологического этажа формируется в пределах самой периферии бассейна (местное инфильтрационное питание на площади междуречий пространств).

Такое строение периферии бассейна, характерно для западного борта Северо-Двинского, юго-западной части Печорского и юго-западной периферии Московского бассейнов, отдельных районов Приуралья и ряда других артезианских структур. Особенно характерным примером является Приенисейская часть Западно-Сибирской артезианской области, где основной объем питания вод второго гидрогеологического этажа формируется на обширной площади выхода на поверхность отложений мелового возраста [3, 31].

В качестве третьего, существенно отличающегося типа строения краевой зоны бассейна может рассматриваться структурно-закрытый. В этом случае в краевой зоне сохраняются условия залегания водоносных комплексов второго этажа, типичные для центральных районов бассейна, как правило, при некотором сокращении мощностей и изменении состава отдельных слоев разреза (см. рис. 17). Повсеместное распространение разделяющих слабопроницаемых слоев и толщ приводит к тому, что основным видом питания подземных вод здесь является перетекание из вышележащих водоносных горизонтов. Распределение напоров подземных вод в разрезе осадочного чехла соответствует схеме А. Н. Мятиева, при постепенном расширении области питания (с учетом соотношения напоров, характерного для областей питания) с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов.

В связи с этим основными факторами, определяющими современное питание артезианских вод на периферии структурно-закрытого типа, являются геологическое строение и рельеф поверхности бассейна. Структурный план территории определяет площадные закономерности изменения фильтрационных свойств разреза осадочных пород и наличие участков относительно повышенной проницаемости, связанных со сводами положительных структур, зонами тектонических нарушений, участками глубоких древних размывов чехла и т. д.; современный рельеф периферии бассейна — положение, размеры и конфигурацию участков с нисходящим распределением напоров подземных вод. Сочетание двух необходимых условий — повышенной вертикальной проницаемости разреза и соответствующего распределения напоров — определяет положение участков, в пределах которых формируются основные объемы современного питания глубоких артезианских вод.

Исходя из общих предпосылок наиболее благоприятные условия питания глубоких подземных вод должны быть в сводовых участках крупных положительных структур, в той или иной степени выраженных положительными формами в современном рельефе. Это, в частности, достаточно хорошо подтверждают многочисленные материалы по региональной пьезометрии и гидрохимии глубокнх горизонтов [9, 10]. Подобные условия формирования современного питания артезианских вод характерны также для орографически приподнятых участков внутренних областей бассейна, рассматриваемых в качестве участков местного питания.

Краевые зоны структурно-закрытого типа свойственны главным образом внутриплатформенным участкам периферии артезианских бассейнов. К ним могут быть отнесены северная периферия Московского и южная Северо-Двинского бассейнов, северо-западный борт Волго-Камского бассейна и юго-западный Московского, в значительной степени восточная и юго-восточная периферии Тунгусского бассейна и др. [10].

При крупномасштабном районировании краевых зон большинства артезианских бассейнов платформ практически всегда могут быть выделены участки с условиями всех трех типов (Приуралье, Воронежская антеклиза, западная и южная периферии Западно-Сибирской артезианской области и др.). В этом случае здесь будут сохраняться условия формирования современного питания артезианских вод, аналогичные рассмотренным выше.

Весьма своеобразные условия отличают периферии криогенных бассейнов со сплошной толщей многолетнемерзлых пород в краевой зоне бассейна и на склонах складчатого обрамления. В этих условиях современное питание артезианских вод происходит по сквозным таликам, приуроченным к долинам рек или к зонам с относительно повышенной проницаемостью водовмещающих пород (тектонические нарушения, локальный интенсивный карст и т. д.). При наличии подобных участков на склонах складчатого обрамления основной объем современного питания формируется во внешней области, а сквозные талые зоны в речных долинах периферии бассейна представляют собой участки локальной разгрузки напорных вод [10]. При отсутствии на склонах складчатого обрамления талых зон с относительно повышенной проницаемостью (при сплошной промороженности зоны экзогенной трещиноватости и отсутствии участков и зон с повышенной проницаемостью ниже границы распространения многолетнемерзлых пород) основной объем современного питания артезианских вод должен формироваться на участках сквозных таликов в речных долинах собственно периферии бассейна (схема формирования стока на периферии регрессивно-открытого типа с участками интенсивного локального питания).

Величины современного питания артезианских вод и общие закономерности их распространения по площади количественно охарактеризованы по ряду артезианских бассейнов платформенного типа СССР. Основой подобных оценок явилось главным образом решение уравнения среднего многолетнего водного баланса участка бассейна, предложенное Б. И. Куделиным [27]. Практически все результаты балансовых оценок проверены гидродинамическими расчетами, показавшими относительно высокую сходимость полученных значений суммарных объемов питания или, во всяком случае, отсутствие резких расхождений.

Анализ результатов (табл. 14) показывает, что средние удельные (на единицу площади) значения величин современного питания артезианских вод в зависимости от физико-географических условий и типа строения областей питания различных бассейнов изменяются в относительно небольших пределах от 0,3 до

Таблица 14

Результаты количественной оценки величин питания артезианских вод второго гидрогеологического этажа

Бассейн	Периферия бассейна				Внешняя область питания				Суммарное значение по расчетной площади	
	F, тыс. км²	M, л/(с·км²)	$M_{ср}$, л/(с·км²)	Процент от общей величины питания	F, тыс. км²	M, л/(с·км²)	$M_{ср}$, л/(с·км²)	Процент от общей велнчины питания	Объем пнтания, м³/с	$M_{ср}$ (современного питання), л/(с·км²)
Московский [28]	353	0,1—2,7	1,1*/0,6	100	—	—	—	—	380*/230	1,1*/0,6
Волго-Камский [22]	31**	0,1—2,5	0,8	28	75	0,1—3,2	0,8	72	85	0,8
Днепровско-Донецкий (северо-восточный борт) [27]	151	0,1—2,4	1,0	100	—	—	—	—	158	1,0
Восточно-Предкавказский [13]	36	0,5—2,9	1,3	100	—	—	—	—	23	1,3
Азово-Кубанский [26]	28	0,6—2,5	1,8	57	21***	0,5—2,2	1,7	43	83	1,7
Прикаспийский (северо-восточный борт, отложения нижнего мела)	4,5	0,001—0,2	0,002	100	—	—	—	—	—	—
Тобольский	46	0,2—2,0	0,7	30	94	0,2—2,5	0,8	70	110	0,8
Ишимо-Иртышский	89	0,2—1,2	0,5	73	74	0,05—0,6	0,2	27	63	0,4
Чулымский	111	0,4—1,7	1,5	90	31	0,3—1,5	0,6	10	190	1,3

* В знаменателе — с учетом разгрузки глубокнх вод в пределах бассейна.
** Среднее и Южное Приуралье.
*** Граница внешней области пнтания условно принята по контуру распространения отложений ннжнего мела.

1,7 л/(с·км²). Значительно более резко (от менее 0,01 до 3,0 л/(с·км²)) колеблются значения модулей на площади отдельных расчетных участков конкретных артезианских структур, что количественно отражает влияние комплекса природных условий, определяющих величину современного питания.

Результаты количественных определений современного питания подтверждают рассмотренные положения о роли структурных условий периферии бассейна в формировании и распределении величин питания. При регрессивно-открытом строении периферии бассейна (например, Московского, Днепровско-Донецкого и Чулымского) основной объем современного питания при максимальных значениях модуля (1,0—1,5 л/(с·км²)) формируется в его краевой зоне. Причем если для Московского и Днепровско-Донецкого бассейнов это однозначно определяется отсутствием собственно внешней области питания, то для Чулымского бассейна, несмотря на значительные размеры внешней области питания (~30 % от общей расчетной площади), с ней связано менее 10 % суммарного объема современного питания артезианских вод (см. табл. 14).

В пределах структурно однотипной территории при относительно мало меняющихся климатических условиях основными факторами, определяющими величины современного питания, являются строение разреза балансовых участков и рельеф поверхности. Минимальные величины модулей питания (0,001—0,5 л/(с·км²)) характерны для участков, где непосредственно с поверхности и в верхней части разреза широко распространены слабопроницаемые разделяющие толщи, а водоносные комплексы второго гидрогеологического этажа отличаются низкими фильтрационными свойствами, что затрудняет формирование подземного стока с площади балансового участка. Одним из важных показателей, определяющих в общем пониженные величины модулей питания, является интенсивная эрозионная расчлененность поверхности балансовых участков (наличие глубоких дрен с относительно низким положением уровня поверхностных и грунтовых вод), способствующая формированию местной разгрузки подземных вод [3, 22]. Максимальные значения модуля питания (1,5—2,7 л/(с·км²)) свойственны плоским слабодренируемым участкам, разрез которых с поверхности представлен в целом высокопроницаемыми отложениями с выходами трещиноватых или интенсивно закарстованных пород, наличием переуглубленных аллювиальных ложбин, вскрывающих горизонты второго гидрогеологического этажа, распространением с поверхности высокопроницаемых четвертичных осадков и т. д. Важнейшим фактором является общая высокая проницаемость разреза второго гидрогеологического этажа, определяющая интенсивность латерального оттока.

Московский бассейн представляет собой один из наиболее интересных примеров формирования и распределения величин современного питания глубоких артезианских вод. Результаты проведенных оценок показывают, что практически вся площадь бассейна (в принятых границах) является областью питания напорных под-

земных вод каменноугольных и девонских отложений. Суммарная площадь участков разгрузки, связанных с долинами крупных рек, не превышает 20 % от общей расчетной площади. Величины модулей современного питания артезианских вод изменяются от 0,1 до 2,7 при среднем значении 1,1 л/(с·км^2). С учетом разгрузки на площади бассейна величина модуля современного питания равна 0,6 л/(с·км^2) (см. табл. 14). Суммарное значение глубокого стока с площади бассейна составляет более 60 % от объема современного питания. Основной объем разгрузки артезианских вод осуществляется в долинах рек Волги и Оки уже за пределами границы бассейна [28].

Рассмотренные закономерности распределения величин современного питания артезианских вод на периферии регрессивно-открытого типа характерны также для южной части Ишимо-Иртышского бассейна. При примерно равной площади внешней и внутренней областей питания более 70 % суммарного объема формируется в пределах периферии собственно бассейна. Низкие величины модуля питания (0,05—0,6 л/(с·км^2)), находящиеся практически в пределах точности расчетов, характерны для всей внешней области питания (складчатые области Казахстана и Алтая). Значения модуля 0,1—0,5 л/(с·км^2) типичны для участков, сложенных с поверхности мощными толщами слабопроницаемых четвертичных пород (Приобское плато, Приказахстанская равнина). Максимальные величины модулей современного питания (до 1,2, а по данным С. М. Мухамеджанова до 2,5 л/(с·км^2), характерны для южной части Павлодарского и Семипалатинского Прииртышья, где развиты глубокие древние ложбины, выполненные мощными толщами хорошо проницаемых песчаных осадков.

Типичным примером периферии трансгрессивно-закрытого типа является западный борт Тобольского артезианского бассейна, где слабопроницаемые отложения олигоцена — верхнего мела местами залегают непосредственно на трещиноватых и дислоцированных породах восточного склона Урала. Основной объем современного питания артезианских вод бассейна (более 70 %) формируется в пределах внешней области. Максимальные значения модуля современного питания (до 2,5 л/(с·км^2) и более) характерны для балансовых участков Северного и Среднего Урала, где на значительных площадях распространены высокопроницаемые карбонатные породы палеозоя, наличие которых обусловливает возможности интенсивного подземного оттока от внешней области питания. Низкие в целом величины модуля питания типичны для восточного склона Южного Урала — территории с полуаридным климатом. В пределах периферии собственно бассейна высокие значения модуля современного питания (до 2,0 л/(с·км^2)) практически во всех случаях (кроме бассейнов рек Лозьва и Пелым) представляют собой чисто расчетные значения, так как положение замыкающих створов приводит к объединению в границах одного балансового участка внешней и внутренней областей питания. Расчеты по балансовым участкам, расположенным в преде-

лах Приуральской периферии Тобольского бассейна, во всех случаях дают отрицательную величину, что однозначно свидетельствует о незначительной роли этих территорий в формировании питания глубоких напорных вод [3].

Аналогичные в целом условия свойственны и западному склону Уральской горно-складчатой области [22]. По восточному борту Волго-Камской артезианского бассейна формирование современного питания также связано главным образом с внешней областью питания (более 70 %). Величина модуля глубокой инфильтрации на отдельных балансовых участках изменяется от 0,1 до 3,2 л/(с×км^2). Максимальные значения модуля 2,5—3,2 л/(с·км^2) характерны для балансовых участков с широким распространением карбонатных пород палеозоя (бассейны рек Косьва и Вильва). Интересно отметить, что в пределах внешней области выделен ряд бассейнов с отрицательными величинами питания (бассейны нижнего течения р. Вишера, рек Нигуш, Ик). Это свидетельствует о том, что частичная разгрузка подземных вод формируется непосредственно на границе артезианского бассейна. За вычетом частичной разгрузки суммарный объем питания составляет 85 м^3/с, при среднем значении модуля 0,8 л/(с·км^2).

Можно предполагать, что и здесь значения модуля 2,0—2,5 л/(с·км^2) в пределах периферии собственно Волго-Камского бассейна представляют собой в основном расчетные величины, определяемые положением замыкающих гидрометрических створов. Это, в частности, подтверждается тем, что наиболее низкое значение модуля 0,1 л/(с·км^2) характерно для бассейна р. Урал, где большая часть расчетного участка расположена в пределах периферии артезианского бассейна. Наряду с этим балансовые участки, расположенные на границе внешней и внутренней областей питания, характеризуются отрицательными величинами (бассейны рек Вишера, Нугуш, Ик и др.) или практическим отсутствием питания (р. Сакмара — пос. Сакмара) [22].

Аналогичная в целом картина распределения величин современного питания характерна для площадей распространения отложений конкретных водоносных комплексов. Так, оценка современного питания подземных вод нижнегжельского и мячковско-подольского горизонтов Московского бассейна, выполненная методом моделирования стационарной плановой фильтрации [28], показывает, что питание подземных вод (в условиях типичных для регрессивно-открытой периферии бассейна) происходит практически на всей площади распространения водовмещающих пород. Значения модуля современного питания для расчетных блоков изменяются от 0,4 до 5,5 л/(с·км^2) при средних значениях 0,7—1,5 л/(с·км^2), что достаточно близко совпадает с величинами, полученными при воднобалансовых оценках (см. табл. 14). В расчете на весь участок (с учетом разгрузки) среднее значение модуля современного питания мячковско-подольского горизонта составляет 0,4 л/(с·км^2) (рис. 18).

Расчеты величин современного питания подземных вод нижнемелового комплекса северо-восточного борта Прикаспийской впадины, проведенные по исходным данным Ж. С. Садыкова [42], показывают, что формирование этого питания осуществляется на широкой площади, примыкающей к западному склону Урала (бассейны рек Эмбы, Уила и др.). Удельные величины модуля пита-

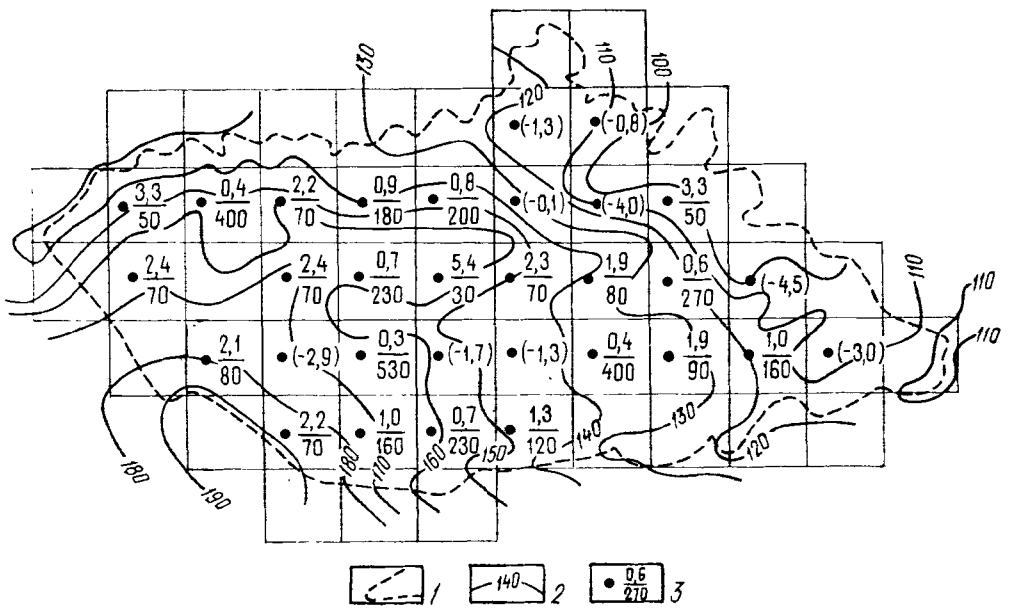


Рис. 18. Распределение величин подземного стока в отложениях мячковско-подольского водоносного горизонта Московского бассейна [28]:

1 — граница модели; *2* — гидроизопьезы, м; *3* — контрольные точки (в числителе — модуль местного питания, л/(с·км²), в знаменателе — срок водообмена, число лет, в скобках — модуль разгрузки подземных вод, л/(с·км²)). Среднее значение срока водообмена (с учетом площадей с разгрузкой подземных вод) 160 лет

ния изменяются от менее 0,01 до 0,2 при среднем значении 0,05 л/(с·км²). Столь малые величины определяются климатическими условиями территории и низкими фильтрационными свойствами водовмещающих пород нижнемелового комплекса ($K_п$ = =600—120 мкм², T=20—120 м²/сут). Характер изменения расхода латерального потока показывает, что в этом случае основной объем современного питания комплекса (более 70 %) формируется в пределах регрессивно-открытой периферии бассейна (рис. 19).

Периферии структурно-закрытого типа отличаются наименее благоприятными условиями формирования современного питания глубоких артезианских вод, поскольку здесь значительное нисходящее движение подземных вод может быть связано только с локальными участками и высокопроницаемыми зонами разреза. Водобалансовые расчеты во всех случаях дают невысокие величины питания, практически всегда находящиеся в пределах точности расчетов. Так, по восточному борту Ишимо-Иртышского артезиан-

ского бассейна при формировании современного питания в условиях затрудненной фильтрацией через толщу регионального водоупора величины глубокой инфильтрации повсеместно не превышают 0,5 л/(с·км²) (бассейны рек Кулунды, Каргата и др.) [3].

Неблагоприятные условия формирования современного питания в условиях периферии структурно-закрытого типа косвенно под-

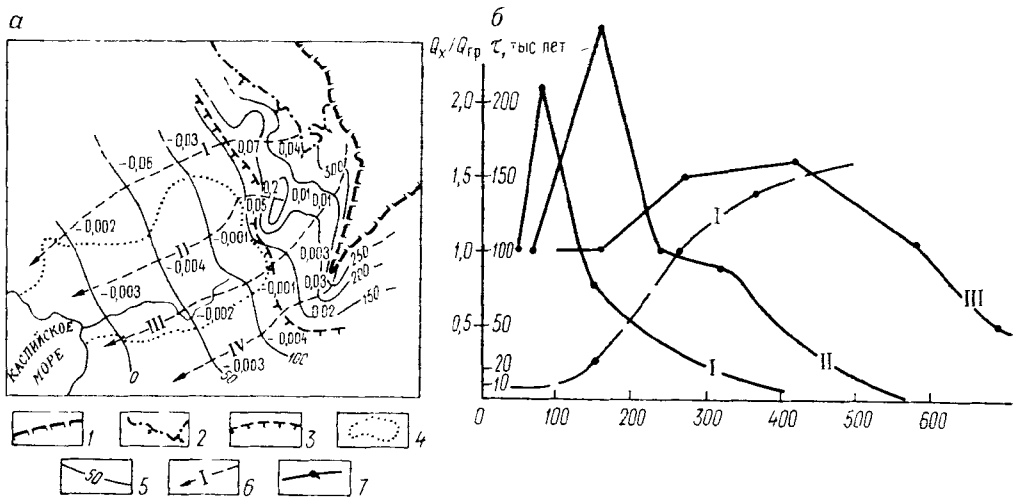


Рис. 19. Схема для расчета подземного стока в верхнемеловом (K_2) водоносном комплексе северо-восточного борта Прикаспийского бассейна (*а*) и график (*б*) изменения расходов потока и сроков водообмена (горизонтальные размеры в км):
1 — структурная граница бассейна; *2* — граница распространения отложений водоносного комплекса; *3* — примерное положение границы областей питания и разгрузки; *4* — граница района интенсивного проявления солянокупольной тектоники; *5* — гидроизогипсы; *6* — расчетные линии тока (римскими цифрами на схеме даны номера соответствующих линий, в м³/сут: $q_{гр}^{I} = 100$, $q_{гр}^{II} = 66$, $q_{гр}^{III} = 40$); *7* — срок водообмена по линии тока I

тверждаются резким увеличением минерализации подземных вод, характерным уже для верхних горизонтов второго гидрогеологического этажа. По периферии Московского и Днепровско-Донецкого бассейнов (бассейны рек Цны, Воронежа, Зуши и др.) на участках, которые по структурным условиям, рельефу и распределению напоров должны рассматриваться в качестве современных областей питания, минерализация подземных вод девонских отложений (второй гидрогеологический этаж) в ряде случаев уже на глубинах менее 250 м достигает 50 г/л [10]. Выполненные здесь оценки, в частности по мосоловскому водоносному горизонту, показывают, что даже в расчете на максимальные значения параметров [10] удельные величины современного питания не превышают 0,1 л/(с·км²) (рис. 20). Аналогичная картина распределения минерализации подземных вод верхнедевонских горизонтов второго этажа характерна также для структурно-закрытых краевых зон Волго-Камского (северная периферия), Северо-Двинского (южный борт) бассейнов и др. [10].

Таким образом, анализ результатов оценки современного питания глубоких артезианских вод показывает, что несмотря на воз-

можные погрешности в определении абсолютных значений, распределение величин питания на территории бассейна и прилегающих склонах горно-складчатых сооружений подчиняется определенным закономерностям. Характер структурных условий краевой

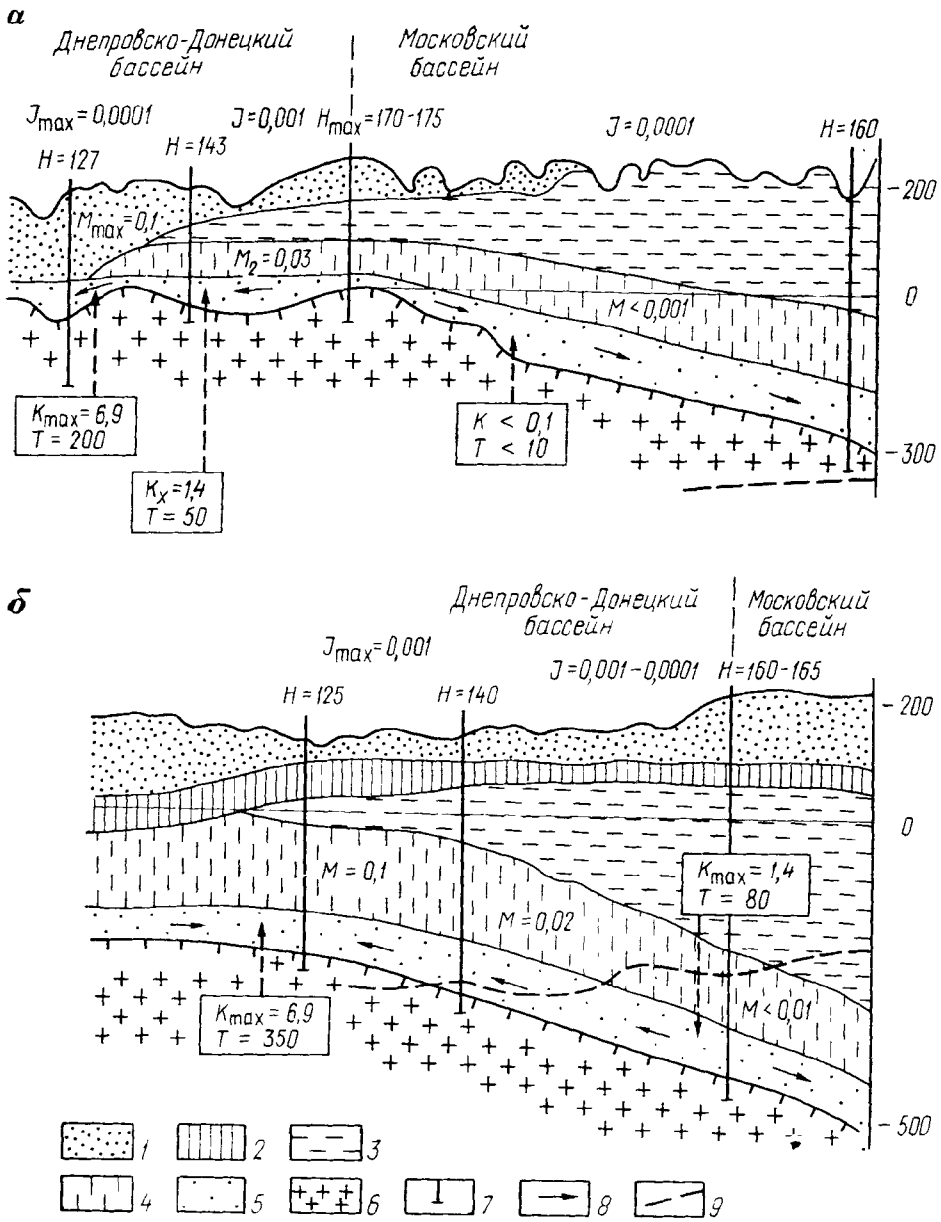


Рис. 20. Схема для расчета современного питания подземных вод мосоловского водоносного горизонта в сводовой части Воронежской антеклизы:

а — по линии Курск — Малоархангельск — Новосиль (Окско-Сеймское междуречье); *б* — по линии Рамасуха—Карачев (Окско-Деснинское междуречье). *1* — водоносные комплексы мезозойских и кайнозойских отложений; *2* — слабопроницаемые породы келловей — кимериджа; *3* — водоносные комплексы верхнего девона; *4* — слабопроницаемые спорадически обводненные породы среднего девона; *5* — водоносный комплекс мосоловских и марсовско-ряжских отложений; *6* — породы фундамента; *7* — скважины; *8* — направления движения подземных вод; *9* — границы распространения подземных вод с минерализацией более 10 г/л; *J* — пьезометрические уклоны; *M* — модуль питания, л/(с·км²); *H* — величины напора (м); K_{max} (м/сут) и *T* (м²/сут) — расчетные параметры

зоны бассейна однозначно определяет относительную роль внутренней и внешней областей питания артезианских вод, возможный приток из смежного структурно-гидрогеологического элемента и закономерности распределения удельных (на единицу площади) величин современного питания.

Разгрузка артезианских вод

Разгрузка артезианских вод второго гидрогеологического этажа является элементом водного баланса, весьма трудно поддающимся не только количественному определению, но и качественной интерпретации полученных результатов. Эти трудности обусловлены главным образом двумя положениями: 1) многообразием видов и характера разгрузки напорных вод глубокого подземного стока; 2) относительно небольшими суммарными (и удельными) величинами разгрузки глубоких вод, нередко ничтожно малыми по сравнению с общими объемами подземного стока верхнего гидрогеологического этажа артезианских структур. Разнообразие видов затрудняет предположительное выделение участков и зон основной разгрузки напорных вод для их последующего количественного изучения, а также качественный анализ природных факторов, определяющих такую разгрузку (структурные условия, рельеф, строение разреза и т. д.), и характеристику сравнительной роли различных видов разгрузки в формировании глубокого артезианского стока.

При характеристике условий регионального водообмена наиболее часто исходят из величин и возможностей современного питания подземных вод [27, 31]. Однако с балансовой точки зрения это неверно, так как в условиях напорного режима фильтрации в любом элементе гидравлически зарегулированной системы артезианского бассейна определяющим фактором является наличие современной разгрузки подземных вод.

Балансовое уравнение элемента артезианского бассейна с напорным режимом фильтрации может быть записано в виде:

$$\Sigma q_{л,в} - \Sigma q'_{л,в} \pm \Delta y = 0,$$

где $\Sigma q_{л,в}$ — сумма пластового и межпластового поступления (притока) подземных вод в элемент напорного пласта; $\Sigma q'_{л,в}$ — суммарная разгрузка (отток) подземных вод; $\pm \Delta y$ — приращение или сработка упругих запасов подземных вод рассматриваемого пласта.

В условиях замкнутого элемента пласта ($\Sigma q_{л,в}$) можно предполагать достаточно длительное формирование разгрузки за счет сработки упругих запасов подземных вод (при величинах модуля разгрузки 0,01—0,001 л/(с·км^2) и менее). Однако формирование пластового или межпластового притока, не компенсированного разгрузкой, при прогрессирующих процессах опускания и приращения пластовых давлений принципиально невозможно из-за су-

щественного различия объемов отжимающихся поровых вод и приращения упругих запасов (см. гл. 4).

Основные положения, определяющие общие условия распределения величин разгрузки артезианских вод и ее роль в формировании региональной динамики бассейна, могут быть сформулированы следующим образом:

— направления и интенсивность регионального подземного стока в артезианских системах платформенного типа (второй гидрогеологический этаж) на современном этапе их развития обусловлены положением участков и зон разгрузки артезианских вод и ее величинами;

— при любых видах разгрузки напорных артезианских вод базисом ее является верхняя гидравлическая граница бассейна — положение уровня грунтовых и поверхностных вод (напорных вод верхнего гидрогеологического этажа), уровень моря;

— основным фактором, обусловливающим закономерности распределения участков разгрузки на площади структуры и ее интенсивность, является проницаемость разреза чехла в вертикальном направлении, определяющая межпластовое взаимодействие глубоких водоносных горизонтов и связь напорных подземных вод с верхней гидродинамической границей бассейна;

— общей региональной закономерностью, свойственной разрезу артезианских структур, является уменьшение возможностей разгрузки напорных подземных вод в направлении от периферии к центральным погруженным районам бассейна, связанное с возрастающей изоляцией водоносных горизонтов и комплексов нижних гидрогеологических этажей. На фоне этой общей закономерности с удалением от периферии бассейна возрастает относительная роль локальных участков разгрузки, связанных с зонами повышенной вертикальной проницаемости разреза чехла.

С учетом классификации видов разгрузки подземных вод, предложенной А. М. Овчинниковым, могут быть выделены следующие общие схемы разгрузки, характерные для условий второго гидрогеологического этажа бассейнов платформенного типа: 1) разгрузка напорных подземных вод при непосредственном вскрытии водоносного горизонта эрозионными врезами современной или древней поверхности бассейна; 2) разгрузка на участках, где отложения региональных слабопроницаемых пластов и толщ фациально замещаются относительно более проницаемыми породами, т. е. разгрузка по литологическим окнам; 3) разгрузка по зонам тектонических нарушений; 4) разгрузка путем затрудненной вертикальной фильтрации через слои и толщи разделяющих слабопроницаемых пород, т. е. разгрузка перетеканием; 5) локальная разгрузка в специфических гидродинамических условиях; 6) разгрузка подземных вод во впадинах внутренних и краевых морей.

Схема формирования разгрузки подземных вод при вскрытии напорных межпластовых горизонтов современной эрозионной сетью не требует специальных пояснений. В этом случае направление движения подземных вод и поло-

жение участков разгрузки отчетливо устанавливаются по характеру пьезометрической поверхности горизонта, а количественная оценка разгрузки с достаточной точностью может быть выполнена через расход двустороннего притока к дрене. Наличие разгрузки определяет существование хорошо выраженного водораздела между смежными дренами и формирование гидродинамически обособленных потоков подземных вод.

Однако глубины эрозионного расчленения современной поверхности артезианских бассейнов платформенного типа даже при наличии древних переуглубленных долин (Северо-Двинский, Печорский, Волго-Камский бассейны и др.) обычно не превышают 200 м. В связи с этим в центральных районах платформенных бассейнов рассматриваемая схема разгрузки не характерна для водоносных горизонтов и комплексов второго гидрогеологического этажа.

Разгрузка по литологическим окнам наиболее часто рассматривается в качестве основного вида разгрузки глубоких напорных вод. Действительно, на участках, где слабопроницаемые породы региональных разделяющих пластов и толщ частично или полностью фациально замещаются проницаемыми отложениями, существуют наиболее благоприятные условия взаимосвязи водоносных горизонтов, расположенных на разных уровнях структуры.

Исходя из закономерностей формирования осадочного чехла платформенных структур (см. гл. 3) наличие сквозных литологических окон может определяться следующими общими условиями:

— положением зон фациального замещения глубоководных глинистых осадков прибрежно-морскими толщами или наличием участков размыва и сноса обломочного материала, что наиболее характерно для периферийных относительно приподнятых участков артезианских структур;

— наличием в центральных частях бассейна крупных положительных структур второго и третьего порядков, на сводах которых во время накопления отложений разделяющих слабопроницаемых толщ формировались существенно отличающиеся типы осадков (конседиментационные структуры);

— формированием глубоких древних размывов в сводовых частях положительных структур непосредственно после накопления слабопроницаемых осадков разделяющих толщ (постседиментационные структуры);

— наличием разделяющих пластов и толщ, сложенных слабопроницаемыми преимущественно глинистыми породами континентального генезиса, для строения которых характерно существование участков и зон размыва (древняя гидрографическая сеть, эрозионные ложбины и т. д.), выполненных значительно более проницаемыми песчано-глинистыми и песчаными осадками;

— формированием глубоких эрозионных размывов и интенсивного сноса обломочного материала в эпоху осадконакопления, непосредственно следующую за периодом накопления осадков соответствующей разделяющей толщи.

Таким образом, формирование сквозных литологических окон представляется наиболее вероятным для районов со сложным структурным планом, частыми сменами условий осадконакопления и сокращенными мощностями слабопроницаемых пластов и толщ, т. е. с обстановкой, наиболее типичной для периферийных относительно приподнятых зон артезианских структур платформенного типа. При наличии на периферии бассейна участков с соответствующим положением верхней гидродинамической границы бассейна (глубокие речные долины, озерные котловины, низменные заболоченные равнины и т. д.) наиболее вероятно формирование интенсивной разгрузки напорных вод именно через литологические окна в разделяющих толщах.

В центральных погруженных районах артезианских бассейнов платформенного типа регионально выдержанные водоупоры представлены толщами слабопроницаемых пород преимущественно морского генезиса. Зоны фациального замещения этих осадков могут быть связаны только со сводовыми частями крупных положительных структур внутренней области бассейна. Однако здесь трудно представить существование сквозных литологических окон, обеспечивающих открытую гидравлическую связь водоносных комплексов, расположенных на разных уровнях геологического разреза *. При значительной мощности ($n \cdot 10$—$n \cdot 100$ м) слабопроницаемых пород для сводов положительных структур как правило характерно только некоторое увеличение проницаемости раздела, обусловленное общей обеспеченностью разреза, наличием частичных размывов, повышенной трещиноватостью, или общее сокращение мощности разделяющей толщи. В этом случае здесь по сравнению с соседними участками бассейна действительно существуют более благоприятные условия разгрузки, но характер разгрузки будет существенно другим.

Разгрузка по зонам тектонических нарушений. Существование подобных путей и механизм разгрузки не вызывает сомнения. Во-первых, с крупными зонами региональных разломов, проявляющихся и в разрезе платформенных отложений структуры, могут быть связаны значительные смещения, амплитуда которых соизмерима с мощностью отдельных слоев, что обусловливает непосредственную гидравлическую связь разновозрастных пород по тектоническому разрыву слабопроницаемых пластов. Во-вторых, с тектоническими нарушениями и прилегающими к ним участками связано формирование локальных зон с относительно повышенной проницаемостью горных пород.

Условия первого типа наиболее характерны для краевых участков артезианских структур с относительно сокращенной мощностью отложений осадочного чехла в целом и отдельных, прež-

* Вероятно, здесь сохраняются условия гидравлической связи смежных водоносных горизонтов при относительно малой мощности разделяющих пластов, но для смежных водоносных комплексов, а тем более гидрогеологических этажей внутренних районов бассейна, наличие сквозных литологических окон представляется маловероятным.

де всего слабопроницаемых слоев и главным образом для зон сочленений этих структур с горно-складчатыми сооружениями, в пределах которых интенсивная тектоническая деятельность проявилась позже формирования основных слабопроницаемых толщ рассматриваемого бассейна (Волго-Камский бассейн, Предкавказье и др.). Осадочным отложениям центральных районов крупных артезианских бассейнов платформ не свойственны тектонические нарушения с амплитудами смещения, соизмеримыми с мощными толщами регионально выдержанных слабопроницаемых пород. Здесь формирование разгрузки глубоких подземных вод может быть связано в основном с наличием локальных зон повышенной проницаемости (условия второго типа).

Выше (см. гл. 3) было показано, что представления с повсеместной высокой проницаемости горных пород в зонах тектонических нарушений не подтверждаются материалами региональных исследований. Еще менее вероятно образование участков и зон с относительно повышенной проницаемостью в существенно глинистых отложениях осадочного чехла артезианских структур, где большинство тектонических нарушений формируется в условиях бокового сжатия. Многочисленные материалы, полученные по нефтяным структурам, свидетельствуют о том, что подобные зоны тектонических нарушений нередко представляют собой практически непроницаемые экраны [9, 25]. Исходя из этого можно считать, что относительно повышенная проницаемость зон тектонических нарушений и формирование в связи с этим очагов локальной разгрузки глубоких подземных вод характерны главным образом для артезианских бассейнов древних платформ, чехол которых (в том числе и слабопроницаемые толщи) сложен в значительной степени уплотненными и литифицированными породами (мергели, опоки, эффузивы, сульфатные и галогенные осадки и др.). В артезианских структурах молодых платформ, где региональные слабопроницаемые разделы представлены мощными толщами глинистых пород (майкопская свита Предкавказья, мел-олигоценовые отложения Западной Сибири и др.), возможность существенной локальной разгрузки по зонам тектонических нарушений за пределами краевых интенсивно дислоцированных участков бассейна представляется весьма проблематичной.

Разгрузка путем затрудненной вертикальной фильтрации через разделяющие слабопроницаемые толщи (перетекание, распыленная разгрузка по А. М. Овчинникову) до настоящего времени изучена относительно слабо. Роль затрудненной фильтрации через водоупорные глинистые слои (перетекания) в региональном движении подземных вод впервые была показана А. Н. Мятиевым [32]. В дальнейшем качественные представления о вертикальной фильтрации через слабопроницаемые толщи неоднократно использовались для обоснования закономерностей формирования подземного стока реальных артезианских структур [10, 35]. В последние годы количественная оценка процессов перетекания и взаимодействия водоносных горизонтов,

разделенных слабопроницаемыми пластами и толщами, выполнена по ряду бассейнов Русской платформы, Западной Сибири, Туранской плиты и др. [3, 28].

Теоретически, исходя из проницаемости разделяющих толщ (10^{-2}—10^{-8} м/сут) и наблюдаемых значений градиентов вертикальной фильтрации (0,01—0,1 и более) удельные величины разгрузки перетеканием могут изменяться в широком диапазоне от менее 10^{-5} до 10 л/(с·км^2). Несмотря на то что возможность фильтрации через слабопроницаемые породы при таких значениях градиента до настоящего времени подвергается сомнениям [41], расчеты по большинству артезианских бассейнов убедительно подтверждают наличие подобной разгрузки. Причем факт существования самой разгрузки и ее относительно высокие удельные значения (до 2,0 л/(с·км^2) и более) подтверждаются не только расчетами фильтрации через слабопроницаемые слои, но и результатами балансовых (конечно-разностных) расчетов расхода потока в водоносных пластах [3, 28]. В то же время в подавляющем большинстве случаев для обширных внутренних районов артезианских бассейнов платформ удельные величины такой разгрузки характеризуются весьма низкими значениями 0,001—0,1 л/(с·км^2), и она не отражается в строении пьезометрической поверхности напорных вод (рис. 21).

Выше было показано, что глубина дренирующего воздействия и формирования разгрузки напорных вод через слабопроницаемые породы с условиями полного и неполного дренирования определяется в основном соотношением расходов пластовой и межпластовой фильтрации (см. гл. 5). Глубину дренирующего воздействия на водоносные горизонты с формированием регионального стока напорных вод (рис. 22) можно оценить с использованием общего уравнения, описывающего разгрузку транзитного стока [46] в виде:

$$\frac{d^2H}{dx^2} + b(H_0 - H) = 0.$$

При граничных условиях:

$$\left.\frac{dH}{dx}\right|_{x=0} = -\frac{q}{T}; \quad \left.\frac{dH}{dx}\right|_{x=B} = 0,$$

учитывая, что $q = T(H^2 - H_л/L)$, может быть получено решение в виде:

$$\frac{\operatorname{cth} bB}{bB} = \frac{H_л - H_0}{H' - H_л} \cdot \frac{L}{B} = \bar{H}\frac{L}{B},$$

где $b = \sqrt{K_0/m_0T}$ (остальные обозначения на рис. 22, *а*).

График зависимости $\bar{H}L/B = f(bB)$ приведен на рис. 22, *б*.

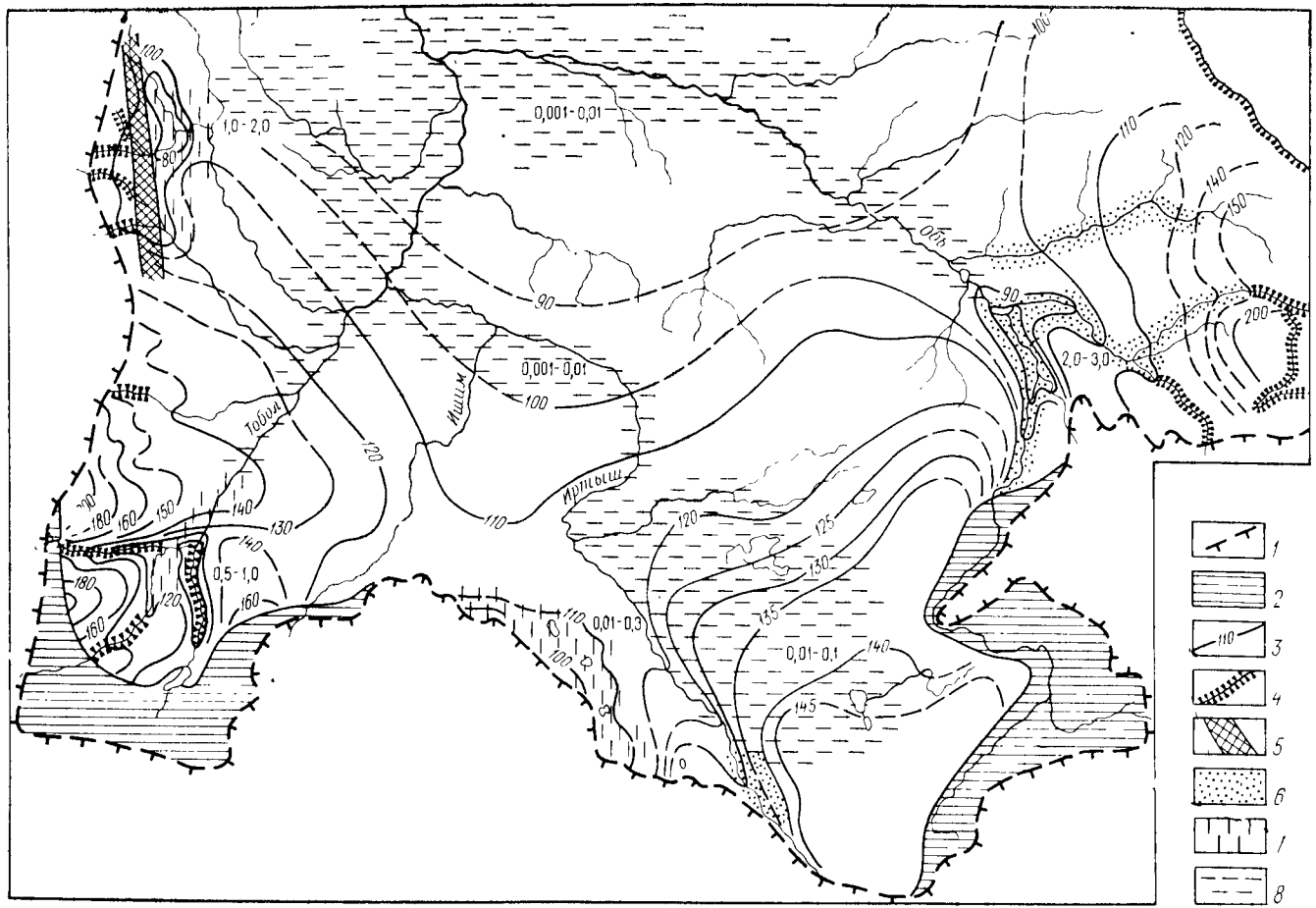


Рис. 21. Схема формирования разгрузки подземных вод апт-сеноманского комплекса южной части Западно-Сибирской артезианской области [6]:

1 — граница артезианской области; *2* — отложения апт-сеноманского водоносного комплекса; *3* — гидроизопьезы (пунктиром отмечено предположительное положенне); *4* — участки разгрузки подземных вод при эрозионном вскрытии отложеиий комплекса; *5* — участки предполагаемой разгрузки по зонам тектонических нарушений; *6* — участки разгрузки при отсутствии регионального водоупора; *7* — участки с локальным интенсивным перетеканием; *8* — участки с рассредоточенным перетеканием. Цифрами указаны удельные величины разгрузки, л/(с·км²)

Из анализа графика с координатами $f(bB)$ и $1/(bB)$:

$$\overline{H} \cdot \frac{L}{B} = \frac{1}{b^2B^2} \text{ при } bB < 0{,}2;$$

$$\overline{H} \cdot \frac{1}{B} = \frac{1}{bB} \text{ при } bB > 2{,}0^*.$$

При принятых условиях оценка глубины дренирующего воздействия $h_д$ может быть выполнена исходя из простых соотношений:

$$h_д = \frac{K_0}{T} \overline{H} LB \text{ при } bB < 0{,}2;$$

$$h_д = \frac{K_0}{T} \overline{H}^2 L^2 \text{ при } bB > 2{,}0.$$

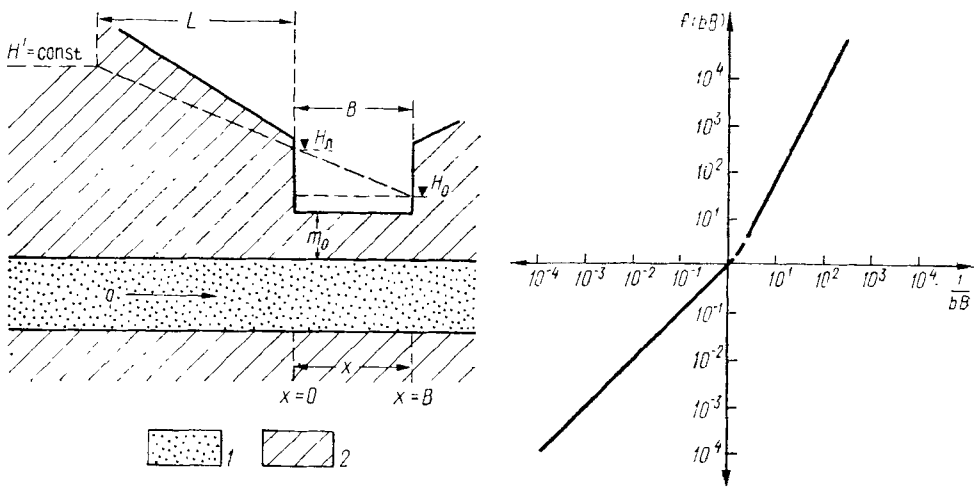


Рис. 22. Схема для расчета глубины дренирующего воздействия речных долин при формировании транзитного потока межпластовых вод (*а*) и график зависимости $\overline{H}\frac{L}{B} = f(b, B)$ (*б*):

1 — водоносный комплекс; *2* — слабопроницаемые породы

Для центральных частей артезианских бассейнов платформ при значениях $K_0 < 10^{-4}$ м/сут, практически всегда справедливо первое условие (при $bB < 0{,}2$).

С использованием полученных соотношений глубину дренирующего воздействия можно оценить или в общей (диапазонной) постановке, для различных значений основных параметров T, $K_0 m_0$, или для условий конкретных бассейнов с известными значениями параметров. Так, для центральной части Западно-Сибирской области (апт-сеноманский водоносный комплекс) при $T = 50 \div 200$ м^2/сут, $K_0 = 10^{-4} \div 10^{-6}$ м/сут, $m_0 = 200$—600 м и более, для

* В интервале $0{,}2 < bB < 2{,}0$ приводимые равенства будут приближенными, так как точно выполняется только основное соотношение.

крупных речных долин ($B>100$ м) во всех случаях справедливо условие $bB<0{,}2$.

Результаты оценки показывают, что в западной части бассейна [$L=400$ км; $(H_л-H_0)/(H'-H_л)\approx 1{,}0$] при мощности региональной слабопроницаемой толщи (K_2-P_2) порядка 500—600 м и более даже при ее относительно высокой проницаемости ($K_0=10^{-5}$ м/сут) условия полного дренирования с формированием замкнутых участков разгрузки могут быть характерны только для долин наиболее крупных дрен (рек Тобола, Иртыша, Оби) при $B=10$—15 км и более. В южной части бассейна [$(H_л-H_0)/(H'-H_л)\simeq 0{,}5$] условия полного дренирования не выполняются даже для широкой ($B=10$ км) долины р. Иртыша. Изучение общего характера пьезометрической поверхности подземных вод апт-сеноманского комплекса показывает, что при этих условиях замкнутые участки с условиями полного дренирования формируются только в краевых частях бассейна, для которых характерна или относительно уменьшенная мощность слабопроницаемых пород K_2—P_2, или их относительно повышенная проницаемость ($K_0=10^{-3}\div 10^{-4}$ м/сут). В центральной части низменности (Тобольский, Ханты-Мансийский районы) положение замкнутых участков разгрузки не выражено, по нашему мнению, из-за недостатка фактического материала (см. рис. 21).

Таким образом, по изменению удельных величин разгрузки и ее проявлению в строении пьезометрической поверхности напорных вод в условиях артезианских бассейнов платформ может быть выделено два типа перетекания: локальное интенсивное и рассредоточенное по внутренней области бассейна.

Разгрузка в условиях локального интенсивного перетекания, как правило, хорошо фиксируется в строении пьезометрической поверхности подземных вод (полное дренирование) и связана с положением крупных эрозионных понижений краевых областей бассейна (рис. 23) или сводов крупных положительных структур. Средние удельные величины, рассчитанные на четко оконтуренный участок разгрузки, изменяются от 0,1 до 5,0 л/(с·км^2) и более. Можно предполагать, что столь высокие величины разгрузки обусловлены относительно повышенной проницаемостью разделов, общим сокращением их мощности (эрозионный размыв или частичное выклинивание слабопроницаемых пород), а также высокими градиентами межпластовой фильтрации.

При рассредоточенном перетекании, характерном для внутренних районов артезианских структур и наличии мощных разделяющих толщ слабопроницаемых пород разгрузка не проявляется в строении пьезометрической поверхности подземных вод (Западно-Сибирская область, Восточно-Предкавказский, Сырдарьинский бассейны и др.). Удельные величины в расчете на площадь отдельных структур или внутренних районов бассейна в целом не превышают 0,1 л/(с·км^2), а роль тектонических нарушений или литологических окон не поддается оценке. Даже при расчете на локальные области разгрузки, выделенные по соотношению напо-

ров на верхней границе бассейна и в водоносных комплексах второго этажа, удельные величины разгрузки остаются чрезвычайно малыми (см. рис. 21, 23).

Локальная разгрузка в особых гидродинамических условиях (гидровулканизм, соляные купола) пока не охарактеризована количественно. Если рассматривать прояв-

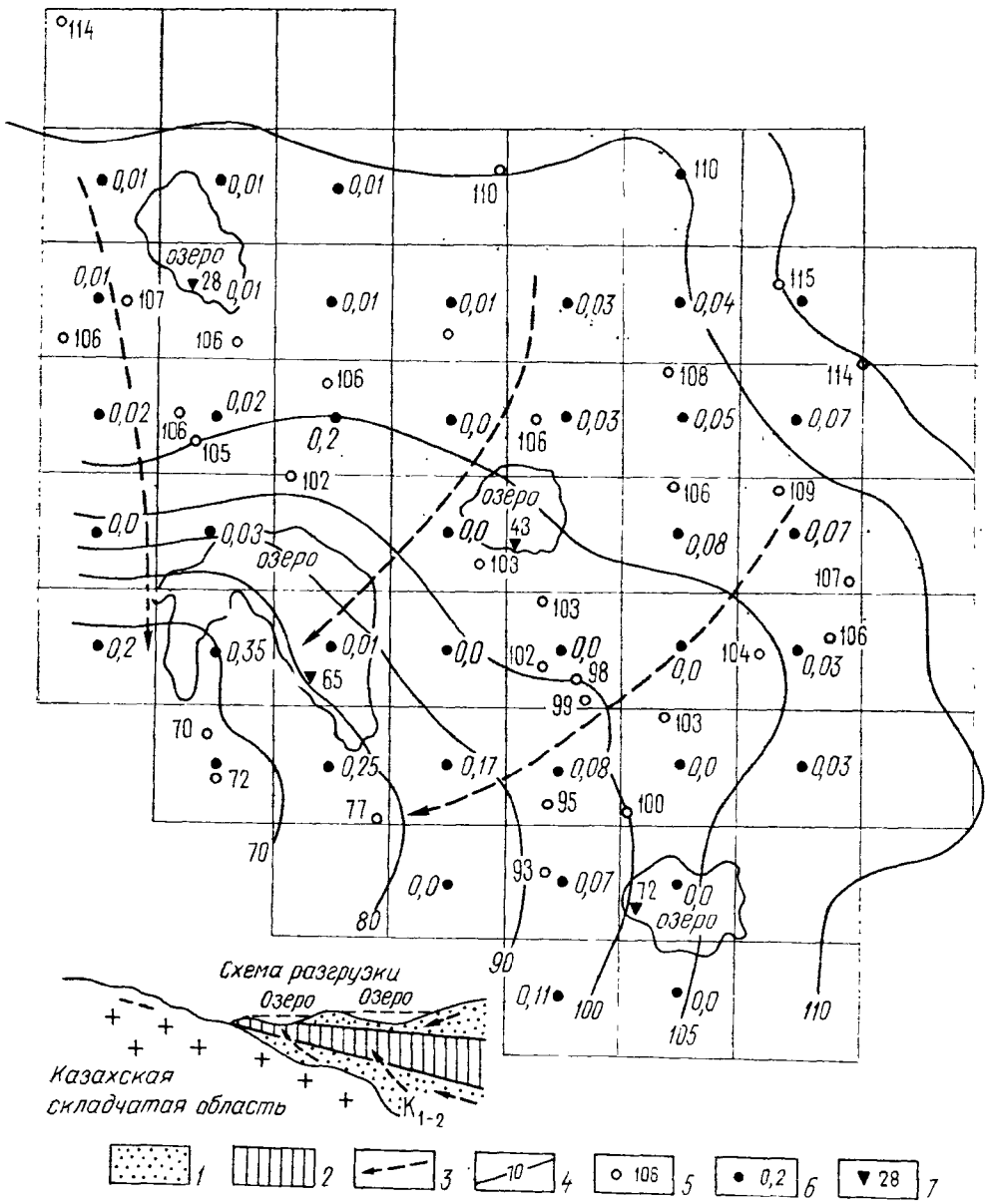


Рис. 23. Схема разгрузки подземных вод апт-сеноманского водоносного комплекса (K_{1-2}) в Приказахстанской части Западно-Сибирской артезианской области [3]:

1 — водоносные горизонты; *2* — слабопроницаемые породы; *3* — направления движения подземных вод; *4* — гидроизопьезы; *5* — скважина, цифрами указаны абс. отметки уровня подземных вод, м; *6* — контрольные точки, цифрами указаны удельные величины разгрузки, л/(с·км²); *7* — абс. отметки уровня озер, м

ление гидровулканизма как кратковременное активное субвертикальное движение пластовых жидкостей осадочного чехла с прорывом жидкостей на дневную поверхность [20], то оно представляет собой специфический вид локальной сосредоточенной разгрузки напорных подземных вод. Активные современные проявления такой разгрузки характерны для районов существования грязевых вулканов, хотя в ряде случаев механизм их действия связывают с влиянием вулканической деятельности, газовым вулканизмом и т. д.

В соответствии с имеющимися представлениями формирование подобной разгрузки обусловлено двумя основными причинами: 1) наличием в пластовой системе аномально высоких пластовых давлений, определяющих активное движение и прорыв подземных вод на поверхность земли [20]; 2) существованием открытых (или в значительной степени ослабленных) субвертикальных путей движения подземных вод, связанных с зонами тектонической нарушенности разреза чехла.

Районы развития солянокупольных структур традиционно рассматриваются как области разгрузки глубоких подземных вод [10, 20]. Это связывают, в частности, с формированием интенсивной тектонической трещиноватости горных пород на крыльях структуры за пределами собственно соляного тела (разгрузка по зонам тектонических нарушений). Однако можно предполагать, что в определенных условиях само образование соляных куполов обусловлено разгрузкой высококонцентрированных рассолов глубоких водоносных горизонтов. По данным П. П. Иванчука [20], образование крупных соляных тел может быть связано с единовременным интенсивным субвертикальным внедрением значительных масс рассолов в вышележащие горизонты разреза (гидровулканизм). Вероятно также, что образование соляного тела и последующий длительный рост его с развитием солянокупольной структуры могут быть связаны с восходящей разгрузкой высококонцентрированных рассолов по ослабленным тектоническим зонам разреза с постепенной кристаллизацией солей по мере уменьшения пластовых давлений и температур.

Одним из наиболее сложных и наименее изученных является вопрос о разгрузке глубоких подземных вод на площади артезианских бассейнов во впадинах, занятых современными внутренними и краевыми морями (структуры и части структур, находящиеся на седиментационном этапе развития). Разгрузка в этих случаях предполагается для всех артезианских бассейнов, структурно связанных с такими впадинами, причем при рассмотрении подобной разгрузки обычно вообще не может быть решен вопрос о ее видах, возможностях и механизме в пределах самой акватории. Принципиально здесь могут существовать все рассмотренные выше виды (схемы) разгрузки подземных вод. Однако поскольку впадины современных морей чаще всего занимают наиболее глубокие (прогибающиеся, или испытавшие относительные опускания в недавнем геологическом прошлом) части артезианских

структур, здесь в нормальных структурных условиях (исключая зоны сочленения крупных геолого-структурных элементов, региональные разломы, области современного вулканизма и др.) наименее вероятно существование открытых путей для формирования интенсивной разгрузки подземных вод.

Результаты количественной оценки разгрузки напорных подземных вод в артезианских бассейнах платформенного типа приведены в табл. 15. Анализ полученных нами данных и материалов предыдущих исследований позволят достаточно подробно охарактеризовать реальные значения величин разгрузки и их распределение по площади артезианских структур платформ.

Разгрузка напорных вод при вскрытии водоносных горизонтов современной эрозионной сетью может быть охарактеризована по данным оценки подземного стока второго гидрогеологического этажа периферийных районов структур, достаточно удовлетворительно выполненной по всем артезианским бассейнам СССР [36]. В гумидной зоне СССР средние удельные величины в расчете на площадь установленных участков разгрузки (речные долины) изменяются от 0,5 до 20 л/(с·км^2) и более (см. табл. 15). Основным фактором, определяющим удельные величины разгрузки и их распределение по территории конкретных бассейнов, является состав водовмещающих пород и фильтрационные свойства верхней части разреза, вскрытой современной эрозией. Во всех случаях максимальные величины (до 15 л/(с·км^2) и более) свойственны участкам открытой разгрузки напорных подземных вод закарстованных горных пород (Северо-Двинский, Московский, Волго-Камский бассейны и др.). На площадях распространения терригенных, в различной степени глинистых пород значения модуля разгрузки изменяются в весьма широком диапазоне, но преобладают величины 2,0—5,0 л/(с·км^2). На участках, где современные эрозионные врезы вскрывают напорные воды в мощных толщах преимущественно песчаных пород, значения модулей разгрузки достигают 7,0 л/(с·км^2) и более (Северо-Двинский, Печорский, Чулымский бассейны и др.).

В аридных и полуаридных условиях, а также в области распространения многолетнемерзлых пород переход от средних значений модуля подземного стока к величинам разгрузки представляет известные трудности, так как в этих случаях не могут быть однозначно выделены собственно участки разгрузки напорных подземных вод. Однако и здесь имеющиеся материалы показывают, что в определенных условиях значения модуля открытой разгрузки напорных подземных вод могут достигать 2,0 л/(с·км^2) и более [36].

Разгрузка подземных вод в условиях локального интенсивного перетекания достаточно подробно охарактеризована в пределах Московского артезианского бассейна и Западно-Сибирской области [6, 28]. Максимальные значения удельных величин разгрузки достигают в этом случае 3,0 л/(с·км^2) и более. При формировании разгрузки рассредоточенным перетеканием на площади

Таблица 15

Примеры оценки средних удельных величин разгрузки артезианских вод

Бассейн, регион	Участок	Водоносный комплекс (возраст)	Вид разгрузки	Средние удельные величины разгрузки, л/(с·км²)
Северо-Двинский	Долина р. Юга	Терригенные отложения (T_1—P_2)	При эрозионном вскрытии	4,0[1]*
	Долина р. Лузы		То же	5,5[1]*
	Бассейн р. Кулоя	Гипс-ангидритовые породы (P_{1-2})	„	3,0—20
Московский	Долина р. Волги	Карбоиатные, терригенно-карбонатные Д—С	Локальное перетекание	4,0—12[4]*
	Долины рек Клязьмы, Москвы и др.	Карбонатные отложения (C_3)	То же	0,7—5,7[4]*
	Долины рек Москвы, Оки и др.	Карбонатные отложения (C_2)	„	0,8—4,4[4]*
Волго-Камский	Долины рек Чепца, Кельмезь и др.	Терригенные отложения (P_2)	При эрозионном вскрытии	2,3—5,0[1]*
	Долины рек Тюй, Барда и др.	Карбонатные отложения (P_2)	То же	8,5—9,0[1]*
	Долины рек Мошевицы, Бороной	То же	„	1,0—200[2]* / 3,0—35,0
Западно-Сибирский	Долина р. Тобола	Трещиноватые опоки (P_2)	При эрозионном вскрытии	1,5—3,4[3]*
	Долина р. Исети	То же	Локальное перетекание	0,5—2,5[3]*
	Долины рек Сосьвы и Лозьвы	Терригенные отложения (P_{1-2})	То же	1,0—2,0[3]*
	Приказахстанская озерная равнина	Терригенные отложеиия (P_3)	„	0,01—0,35[3]*
	Центральные районы низменности	То же	„	0,001—0,01[3]*
	Среднее Приобье, долина р. Оби	Терригенные отложения (P—K_2)	По зоне фациального замещения водоупора	2,0—3,0[5]*
Ангаро-Ленский	Долины рек Киренги, Лены и др.	Терригенно-карбонатные отложения ($\in$)	По зонам тектонических нарушений	0,05—120[2]* / 0,1—1,0
Прикаспийский	Северо-восточный борт	Терригенные отложения (K)	Рассредоточенный по соляно-купольным структурам	0,001—0,01[3]*

[1]* Оценка по величине среднемноголетнего модуля подземного стока.
[2]* В числителе — дебиты естественных водопроявлений, в знаменателе — удельные величины разгрузки.
[3]* Оценка проведена гидродинамическими расчетами и моделированием.
[4]* По данным Н. А. Лебедевой [28].
[5]* В расчете на ширину поймы р. Оби 20—25 км.

обширных внутренних районов бассейна значение модуля как правило не превышает 0,1 л/(с·км^2) (см. табл. 15).

Одной из наиболее интересных закономерностей распределения величин современной разгрузки является установленный факт расположения крупных очагов разгрузки напорных подземных вод в краевых зонах бассейнов в непосредственной близости от региональных областей питания. Подобная закономерность установлена для большинства изученных бассейнов СССР: восточного борта Северо-Двинского бассейна, юго-восточной периферии Печорского, Приуральской части Волго-Камского, Тобольского и Чулымского бассейнов Западной Сибири и др. Характер разгрузки может быть существенно различным (разгрузка по зонам тектонических нарушений, по литологическим окнам, перетеканием и др.). Однако положение подобных участков всегда связано с наличием в краевой зоне глубоких эрозионных понижений современной поверхности бассейна (см. рис. 21). Количественные проявления разгрузки изменяются в этом случае достаточно широко, но именно для таких участков установлены максимальные значения средних удельных величин разгрузки, достигающие 20 л/(с·км^2) и более. В бассейнах с подобным распределением величин современной разгрузки артезианских вод (Печорский, Северо-Двинский, Тобольский, Восточно-Предкавказский и др.) хорошо проявляется также общая закономерность резкого уменьшения удельных величин разгрузки в направлении от выявленных локальных участков к центру бассейна (см. рис. 21, 23).

Структура региональных потоков и водообмен во втором гидрогеологическом этаже бассейна

Формирование региональных потоков подземных вод второго гидрогеологического этажа в решающей степени связано с геологическим строением и гидродинамическими условиями краевой зоны бассейна, в пределах которой водоносные горизонты и комплексы этажа имеют непосредственную гидравлическую связь с современной поверхностью, или такая связь осуществляется через верхнюю трещиноватую зону пород складчатого обрамления. Аналогичные условия свойственны также ограниченным участкам внутренних районов бассейна, где отложения второго этажа выходят непосредственно на поверхность или не изолированы от нее слабопроницаемыми разделами (структурные поднятия различных порядков). Распределение величин подземного стока и процессы водообмена на этих территориях теснейшим образом связаны с рассмотренными выше условиями формирования современного питания и разгрузки артезианских вод, определяемыми главным образом строением и современным рельефом периферии бассейна.

Уравнение водного баланса элемента осадочного чехла периферии артезианской структуры, выделенного по положению непрони-

цаемых границ на современной поверхности бассейна [27], может быть представлено в следующем (общем) виде:

$$q_w + \Sigma q_п \pm \Delta q_ф - \Sigma q_р - q_о \pm \Delta V_{геол} = 0,$$

где q_w — местное инфильтрационное питание на площади балансового участка; $\Sigma q_р$ — суммарная разгрузка в местную гидрографическую сеть, испарение и т. д.; $\Sigma q_п$ — суммарный подземный приток со стороны (в общем случае — из образований складчатого обрамления или из балансового элемента чехла, расположенного выше по потоку); $q_о$ — подземный отток в соседний балансовый элемент осадочного чехла; $q_ф$ — водообмен с породами фундамента; $\Delta V_{геол}$ — изменение объема геологических запасов подземных вод рассматриваемого элемента.

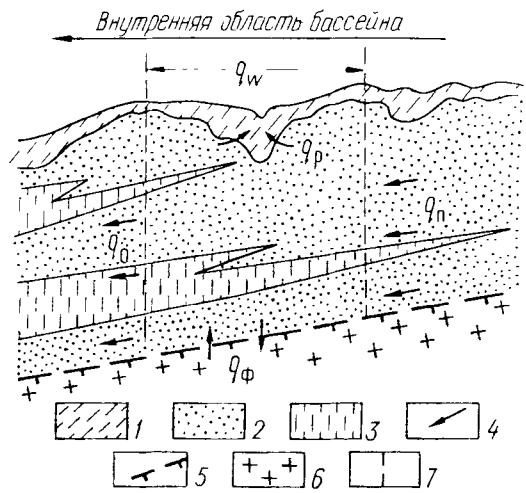


Рис. 24. Схема формирования подземного стока в балансовом блоке краевой зоны бассейна:

1 — покровные отложения; *2* — водоносные горизонты (комплексы) второго этажа; *3* — слабопроницаемые породы; *4* — направление движения подземных вод; *5* — нижняя граница бассейна; *6* — породы фундамента; *7* — границы балансового блока

При анализе среднемноголетних характеристик стока балансовый член $\pm\Delta V_{геол} = 0$, так как основные изменения объема запасов связаны с категорией — регулировочные запасы грунтовых вод, а изменение упругих запасов в связи с незначительными колебаниями уровня напорных вод даже в годовом периоде может не учитываться. Водообмен с породами фундамента в общем случае не учитывается ($q_ф = 0$), так как верхняя трещиноватая и обводненная зона фундамента может быть включена в состав рассматриваемого элемента, а локальные зоны с интенсивным стоком являются местным фактором.

На периферии артезианского бассейна региональное движение потоков подземных вод в общем случае происходит в направлении к его внутренней области. В связи с этим могут последовательно рассматриваться балансовые элементы, расположенные по потоку подземных вод от границы бассейна к его центру (рис. 24).

Анализ составляющих балансового уравнения показывает, что на периферии артезианского бассейна при гидравлической связи водоносных горизонтов чехла с современной поверхностью структуры могут существовать четыре основных вида балансового уравнения:

1) $\Sigma q_п = q_о = 0$; $q_w = \Sigma q_р$ — блок (бассейн) с местным формированием подземного стока — условия, рассмотренные для верхнего гидрогеологического этажа бассейна (схема формирования стока и водообмена по А. Н. Мятиеву);

2) $\Sigma q_п = q_о > 0$; $q_w = \Sigma q_р$ — блок (бассейн) с транзитным подземным стоком, местный водообмен осуществляется замкнуто, и местное питание артезианских вод не формируется;

3) $q_w > \Sigma q_р$; $q_о > \Sigma q_п$ — блок (бассейн) с формированием современного питания (межбассейновый отток) артезианских вод;

4) $q_w < \Sigma q_р$; $\Sigma q_п > q_о$ — блок (бассейн) с формированием современной разгрузки (межбассейновый приток) артезианских вод.

На площади современной области питания периферии структуры (на участках современного питания) формирование подземного стока и водообмена в отложениях второго гидрогеологического этажа может осуществляться только в соответствии со схемой 3 * (см. рис. 24):

$$q_w = \Sigma q_р + q_о$$

(для простоты рассмотрения можно принять $q_п = 0$, что принципиально не меняет балансового значения блока с питанием). В этом случае величина $q_р$ характеризует местный подземный сток, формирующийся под дренирующим воздействием гидрографической сети балансового элемента. Величина модуля местного подземного стока определяется климатическим фактором (осадки — испарение), гидрогеологическим строением разреза, условиями разгрузки и может меняться в весьма широких пределах. Коэффициент местного подземного стока K_x (в %) не характеризует относительной величины суммарной инфильтрации (питания подземных вод).

Распределение параметров (модуль, коэффициент) местного подземного стока в пределах региональных областей питания глубоких вод в общем не отличается от зональных величин, характеризующих верхний гидрогеологический этаж. В гумидных зонах (Русская плита, Западная Сибирь и др.) величины модуля местного подземного стока изменяются от 0,5 до 3,0 л/(с·км^2) и более, а в аридных и полуаридных зонах — от менее 0,1 до 0,5 л/(с×км^2) [3, 26].

В отличие от балансовых членов, отражающих местный водообмен (q_w, $q_р$), величина глубокого стока ($q_о$) определяется прежде всего условиями водообмена в соседнем (нижнем по потоку) блоке области питания (см. табл. 24) при условии, что для следующего по потоку блока во всех случаях должно выдерживаться соотношение $q_п - q_о - \Delta q_р = 0$, где $\Delta q_р$ — увеличение объема разгрузки, формирующегося при местном водообмене. Таким образом, в системе последовательно расположенных балансовых блоков области питания (при постоянстве объемов геологических запасов подземных вод $\Delta V_{геол} = 0$ и без учета роли дополнительной разгрузки) формирование питания артезианских вод второго этажа (в каждом из блоков) может происходить только в условиях постепенного увеличения расхода пластового потока ($q_о^1 < q_о^2 < \ldots < q_о^n$).

Подобное постепенное увеличение расхода латерального потока в общем случае может быть связано с возрастанием ширины

---

* Схемы 1 и 2 могут характеризовать только локальные условия, так как в противном случае нельзя говорить о существовании области современного питания глубоких артезианских вод.

потока B, мощности водовмещающих пород или ростом их проницаемости. Однако в подавляющем большинстве случаев, кроме участков со сложной конфигурацией потоков вблизи границ структуры, ширина потока постепенно сокращается в направлении к внутренней области бассейна. Мощность пород осадочного чехла за пределами собственно периферии структуры увеличивается незначительно, и прежде всего за счет возрастания суммарной мощности слабопроницаемых пород. Региональной закономерностью распределения фильтрационных свойств основных типов геофильтрационных сред осадочного чехла является общее снижение проницаемости от периферии к центру структуры.

Таким образом, в общеструктурном плане существуют условия постепенного сокращения латерального расхода в направлении от периферии к внутренней области бассейна, что определяет локализацию современных областей питания артезианских вод в пределах собственно краевой зоны структуры* (участки с возрастанием мощности и мало изменяющимися фильтрационными свойствами среды).

Наряду с условиями формирования регионального оттока q_o величина питания глубоких вод в пределах каждого балансового блока (бассейна) в значительной мере определяется условиями и величинами разгрузки в нижнем блоке (из соотношения $q_o^{I} = q_o^{II} + \Delta q_p^{II}$). В свою очередь величины и возможности разгрузки подземных вод Δq_p в пределах каждого блока зависят от обстановки на верхней гидродинамической границе бассейна (наличия эрозионных понижений с необходимым соотношением уровней подземных вод), а также степени изоляции напорных вод от этой границы (положения в разрезе, мощности и фильтрационных свойств слабопроницаемых пород). Как было показано в гл. 3, общей закономерностью строения разреза осадочного чехла является постепенное увеличение изоляции смежных водоносных горизонтов (комплексов) в том же направлении от периферии к центру бассейна. Увеличение степени изоляции водоносных горизонтов (и их изоляция от верхней границы системы) в свою очередь обусловливает постепенное сокращение расходов латеральных потоков, связанное с наличием разгрузки глубоких подземных вод и уменьшением ее интенсивности (от блока к блоку)**.

Рассмотренные балансовые построения подтверждаются многочисленными данными по изменению расходов пластовых потоков напорных подземных вод в краевых зонах реальных артезианских структур (рис. 25). В одних случаях характер распределения расхода в краевой зоне структуры чрезвычайно сложен и отражает

---

* Или также в пределах сводов локальных поднятий внутренней области структуры.

** В реальных условиях распределение величин разгрузки глубоких подземных вод более сложно, так как кроме фильтрационных сопротивлений разреза оно в решающей степени зависит от условий на верхней границе бассейна.

положение блоков (бассейнов) с различным соотношением величин питания и разгрузки напорных вод (графики *2* на рис. 25, *а* и *6* на рис. 25, *б*). В других — относительно прост с четким положением зоны питания и разгрузки напорных вод (график *8* на рис. 25, *в*). В ряде случаев характер изменения расхода показывает, что в пределах периферии собственно бассейна питание практически отсутствует и происходит разгрузка подземных вод, т. е. существует только внешняя область питания (графики *1*, *2*, *4* на рис. 25, *а*).

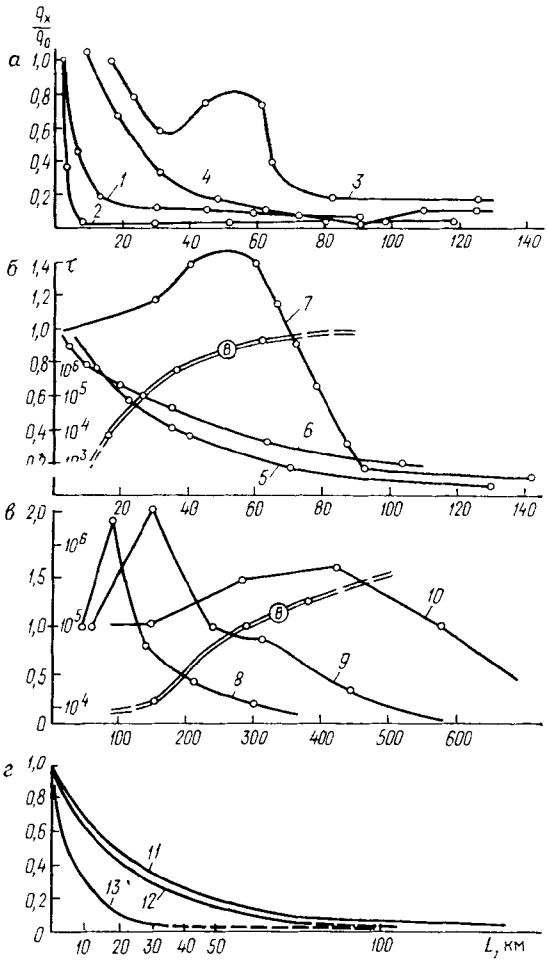


Рис. 25. Характер изменения расхода латерального потока в краевой зоне бассейна:

а — Восточно-Предкавказский бассейн: *1*, *2* — водоносный комплекс верхнемеловых отложений; *3*, *4* — апшеронских; *б* — Западно-Сибирская область: *5* — водоносный комплекс меловых ($K_{1-2}^{ap.ст}$) отложений (*В* — срок водообмена); *6* — юрских (J_{2-3}) отложений; *7* — меловых (K_{1-2}) Чулымского бассейна второго порядка; *в* — Прикаспийский бассейн (северо-восточный борт): *8*, *9*, *10* — водоносный комплекс верхнемеловых (K_2) отложений (*В* — срок водообмена по линии *8*); *г* — нижнепермских и каменноугольных отложений Притиманского борта Северодвинского бассейна: *11*, *12*, *13* — результаты тестовых решений при различных значениях параметров водоносных и слабопроницаемых пород

Характер изменения расходов потока подземных вод в отложениях второго гидрогеологического этажа краевой зоны бассейна позволяет сделать следующие выводы:

— нижняя (по потоку) точка перегиба кривой отражает положение границы собственно области современного питания напорных подземных вод этого гидрогеологического этажа; расстояние от границы бассейна до нижней точки перегиба даже в условиях одного района может быть существенно различным, так как положение ее определяется совместным влиянием двух факторов: распределением параметров T, K геофильтрационных сред и условиями на верхней границе (рельефом);

— региональная зона современного питания напорных подземных вод второго этажа периферии структуры по резкой границе (нижняя точка перегиба) сменяется непосредственно региональной зоной (областью) разгрузки; наличие участков (блоков) с транзитным сто-

ком ($q_w = q_р$; $q_п = q_э$) в краевой части бассейна представляет собой так называемое балансовое исключение;

— в пределах собственно области питания изменения условий на верхней гидродинамической границе (уровень грунтовых и поверхностных вод) обусловливают положение блоков (бассейнов) с различным соотношением балансовых величин, что приводит к формированию местных направлений движения напорных подземных вод. При определенных условиях положение балансовых блоков с различным соотношением величин питания и разгрузки напорных вод определяет формирование в краевой зоне структуры гидравлически замкнутых областей, не связанных с региональным стоком в отложениях второго гидрогеологического этажа (см. рис. 21);

— региональные потоки напорных вод второго этажа, конфигурация которых связана не с дренирующим воздействием местной гидрографической сети, а со структурой бассейна в целом, образуются только в пределах краевой зоны разгрузки. Интенсивность разгрузки в общем случае уменьшается в направлении от границы области питания (увеличение глубины залегания и степени изоляции водоносных горизонтов второго этажа от современной поверхности бассейна), что и определяет постепенное сокращение расхода латерального потока.

Подобное сокращение расходов пластовых потоков в краевой зоне бассейна фиксируется качественно даже на основе анализа карт пьезометрической поверхности напорных вод второго гидрогеологического этажа, для которых в общем закономерно заметное уменьшение значений градиента в направлении от периферии к центру бассейна.

Удельные величины глубокого подземного стока в областях современного питания напорных подземных вод второго гидрогеологического этажа по имеющимся данным изменяются в весьма широких пределах: от менее 0,01 до 3,0 л/(с·км^2). Суммарные величины местного подземного стока и питания глубоких подземных вод достигают 6,0 л/(с·км^2) и более (Чулымский, Московский бассейны, Приуралье и др.).

Однако практически во всех случаях относительно высокие (1,0—2,0 л/(с·км^2) и более) модули современного питания, установленные с помощью различных методов, наблюдаются в балансовых блоках (бассейнах), расположенных в непосредственной близости от участков краевой зоны с локальной интенсивной разгрузкой. Подобная закономерность, например, установлена для Чулымского бассейна, где в пределах гидравлически обособленной области периферии структуры блоки с формированием глубокого питания характеризуются величинами модуля стока до 3,0 л/(с·км^2). Расположенные практически здесь же блоки с разгрузкой напорных вод имеют удельные величины $q_р$ до 7,0 л/(с×км^2). Аналогичные условия характерны для территории Среднего Приуралья, Тобольского бассейна и др. Н. А. Лебедевой [28]

показано, что в условиях Московского артезианского бассейна при изменении величин питания подземных вод (подзона глубокого стока) от 0,6 до 2,5 л/(с·км^2), разгрузка напорных вод по основным дренам района (долины рек Волги, Оки и др.) достигает 3,0 л/(с·км^2) и более (балансовые участки Калинин—Кимры, Кимры—Калязин, Кашира—Половское и др.). При этом в расчете на площадь собственно участков разгрузки величины модуля достигают 15,0 л/(с·км^2) и более.

Разгрузка напорных подземных вод в краевых частях региональных областей подтверждается материалами по всем изученным типам артезианских бассейнов платформ. Удельные величины разгрузки (в расчете на площадь балансовых блоков) изменяются в чрезвычайно широких пределах от менее 0,001 до 5,0 л/(с·км^2) и более. Максимальные удельные величины свойственны участкам, где геологическое строение и положение верхней гидравлической границы создают условия для локальной интенсивной разгрузки напорных вод. При отсутствии локальных участков разгрузки и формировании ее в виде рассредоточенного площадного перетекания на значительных территориях удельные величины, как правило, не превышают 0,1 л/(с·км^2). Причем именно в этом случае отчетливо устанавливается общая закономерность постепенного уменьшения удельных величин разгрузки в направлении от границы области питания к центру бассейна (см. рис. 21).

Результаты расчетов показывают, что суммарный объем разгрузки подземных вод в краевой зоне бассейна составляет до 90 % от общей величины их современного питания (местное инфильтрационное питание плюс приток от внешней области). Поэтому латеральный приток к внутренней области бассейна (в системе второго гидрогеологического этажа) никогда не соответствует величине современного питания подземных вод, и в целом внутренняя область бассейна может рассматриваться как зона с резко ослабленным латеральным (пластовым) притоком от современных областей питания (см. рис. 25). В соответствии с этим можно считать, что для водоносных горизонтов и комплексов второго гидрогеологического этажа в пределах внутренней области бассейна характерны условия водообмена, типичные для более глубоких элементов разреза (третьего гидрогеологического этажа), не имеющих в современных условиях связи с региональными областями питания подземных вод.

Оценка сроков и коэффициентов водообмена в системе второго гидрогеологического этажа практически всегда в какой-то мере условна. В пределах внутренней области современного питания сроки водообмена (для каждого расчетного блока или бассейна) можно оценить только с полным учетом рассмотренных выше соотношений основных балансовых элементов. В соответствии с распределением суммарных величин подземного стока и сроки водообмена в отложениях второго этажа (в области современного питания) изменяются от $n \cdot 0{,}1$ до $n \cdot 10$ тыс. лет и оказываются соиз-

меримыми со сроками водообмена в отложениях верхнего гидрогеологического этажа бассейна (см. рис. 16).

В пределах краевой зоны разгрузки в связи с увеличением расстояния от границы области питания L и сокращением расходов латеральных потоков происходит постепенное увеличение сроков водообмена до 10^6 лет на границе с внутренней областью бассейна (см. рис. 25).

В каждом расчетном блоке (элементе) зоны разгрузки суммарный водообмен определяется величиной межпластовой разгрузки $q_р$ и оттока $q_о$ в нижний балансовый элемент (см. рис. 23). Однако расчеты сроков водообмена для балансовых блоков области разгрузки, выполняемые через величины расходов пластовых потоков $q_п$; $q_о$ или значения скорости потока v, u, всегда условны, поскольку в этом случае срок водообмена τ зависит от ширины расчетного блока. Более правилен расчет срока водообмена через величину суммарной разгрузки подземных вод $\Sigma q_р$, однако в этом случае длительность периода однократного водообмена оказывается несколько завышенной.

Таким образом, в условиях второго гидрогеологического этажа бассейна платформенного типа региональный подземный сток (в современных условиях) формируется только в его краевой части. Ширина краевой зоны бассейна, роль внешней области питания, структура потоков подземных вод и распределение величин подземного стока определяются типом строения периферии бассейна, строением гидрогеологического разреза этажа, а также условиями на верхней гидродинамической границе бассейна. За пределами краевой зоны бассейна (внутренняя область) для водоносных горизонтов и комплексов второго этажа характерны условия водообмена, типичные для глубоких элементов разреза бассейна, не имеющих связи с современными областями питания подземных вод.

Глава 7

СОВРЕМЕННЫЙ ВОДООБМЕН В ОТЛОЖЕНИЯХ ТРЕТЬЕГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАЖА

В качестве третьего (нижнего) этажа бассейнов платформенного типа рассматривается система водоносных горизонтов (комплексов), полностью изолированная от современной поверхности бассейна регионально выдержанными толщами слабопроницаемых пород. Положение этих элементов разреза предусматривает также отсутствие связи с периферией структуры (краевой зоной разгрузки напорных вод второго этажа), в пределах которой еще фиксируются процессы движения подземных вод, определяемые условиями на верхней гидродинамической границе бассейна. Гидродинамические построения для подобных глубоких зон разреза

чехла весьма противоречивы. По одним представлениям, с глубокими элементами разреза бассейна связано формирование регионального стока, направленного к основным (?) областям разгрузки артезианских вод [10, 31]. По другим — в пределах этих зон наряду с фильтрационным движением возможны иные (равновеликие по значению) виды движения подземных вод, обусловленные процессами тектогенеза, градиентами концентрационного, геотермического и других полей [2]. По мнению ряда авторов, эти зоны содержат преимущественно седиментогенные воды, которые если и движутся (?), то обычно из наиболее погруженных частей артезианских бассейнов к приподнятым. Следует отметить, что в связи со слабой изученностью и малой достоверностью или отсутствием количественных оценок любые гидродинамические построения для нижней части бассейнов платформенного типа являются в значительной степени гипотетическими.

Общая схема водообмена в отложениях нижнего гидрогеологического этажа

В соответствии с геологической структурой бассейна (см. гл. 3) основными закономерностями строения разреза третьего гидрогеологического этажа, решающими для оценки условий движения подземных вод, являются:

1) преобладание в разрезе этажа геофильтрационных сред седиментогенного трещинного и карстового типов (бассейны древних и, в меньшей степени, молодых платформ);

2) наличие в целом низкого (10^{-2}—10^{-1} м/сут) регионального фона проницаемости всех типов водоносных пород разреза, возможность относительно повышенной проницаемости типично слабопроницаемых сред в связи с литификацией глинистых пород, высокими температурами и минерализацией подземных вод;

3) наличие локальных участков и зон с резко (на один — два порядка?) повышенной проницаемостью водоносных и слабопроницаемых пород, тесная связь подобных участков с внутренним структурным планом бассейна (зоны тектонических нарушений, структуры различных порядков и др.), что определяет формирование единых субвертикальных участков и зон с повышенной проницаемостью водоносных и слабопроницаемых пород в пределах разреза третьего этажа в целом и, вероятно, частично в пределах второго гидрогеологического этажа (бассейны древних платформ, слоисто-блоковый характер неоднородности);

4) соответствие между структурным планом нижней части разреза пород чехла и фундаментом бассейна, что обусловливает возможность сопряжения локальных участков с повышенной проницаемостью пород третьего этажа с субвертикальными зонами повышенной проницаемости пород фундамента.

Представления о преобладающем слоисто-блоковом характере неоднородности разреза третьего этажа убедительно подтверждают предположения о решающей роли субвертикальной (межпла-

стовой) фильтрации в формировании регионального движения подземных вод в нижнем этаже бассейнов платформенного типа [9, 14]. Очевидно, что в подобных относительно изолированных (в связи с низким региональным фоном проницаемости) блоках третьего этажа бассейна собственно фильтрация подземных вод возможна только при наличии их субвертикальной разгрузки. В соответствии с общим уравнением водного баланса бассейна водный баланс такого относительно изолированного блока может быть представлен в следующем виде:

$$\Sigma Q_р = Q_п + \beta \pm \Delta y + q_{гл},$$

где $\Sigma Q_р$ — суммарная величина разгрузки подземных вод; $Q_п$ — ослабленный латеральный приток от периферии бассейна или участков с межслоевым питанием подземных вод; β — внутреннее питание, формирующееся в процессе отжатия поровых вод; $q_{гл}$ — возможный приток флюидов из пород фундамента; $\pm\Delta y$ — изменение объема упругих запасов подземных вод. Принципиально формирование разгрузки подземных вод может быть связано с любым членом балансового уравнения β, y, $q_{гл}$, в то время как формирование некомпенсированного разгрузкой притока может определяться только увеличением пластового давления и приращением объема упругих запасов подземных вод (см. гл. 6).

Формирование во внутренних погруженных областях артезианских бассейнов платформ восходящей разгрузки напорных подземных вод глубоких элементов разреза чехла достаточно достоверно устанавливается прежде всего по наличию участков и площадей с аномальным гидрохимическим и геотермическим режимами [9, 10]. Характер подобных аномалий и их положение на площади структуры достаточно четко подтверждают существование многочисленных локальных участков разгрузки этих вод в пределах собственно внутренней области бассейна (рис. 26).

Несмотря на достаточно четкое положение участков и зон восходящей разгрузки глубоких подземных вод, количественная оценка величин такой разгрузки в пределах внутренней области бассейна — задача чрезвычайно трудная. Несоизмеримость объемов стока верхнего гидрогеологического этажа и удельных величин разгрузки глубоких вод (см. гл. 5) делает практически неприменимыми гидрометрические и балансовые методы оценки. Весьма условные гидродинамические расчеты, возможные в относительно простых структурных и гидрохимических условиях [3, 4], дают величины разгрузки глубоких подземных вод от 0,01 до 0,001 л/(с·км^2) (см. рис. 21). Методами моделирования стационарной фильтрации в напорных артезианских пластах получены примерно аналогичные интервалы изменения величин разгрузки (см. рис. 23) *.

Интересные данные получены при оценке разгрузки глубоких

---

* Возрастание величин до 0,3 л/(с·км^2) связано здесь с участками локальной разгрузки в краевой зоне бассейна.

вод Ангаро-Ленского региона методом расчета гидрохимического баланса подземных вод зоны интенсивного водообмена. При средних значениях содержания хлор-иона [10] в подземных водах зоны интенсивного водообмена 10,5 мг/л (доверительный интервал генеральной средней 10,3—10,7 мг/л) и в подземных водах карбо-

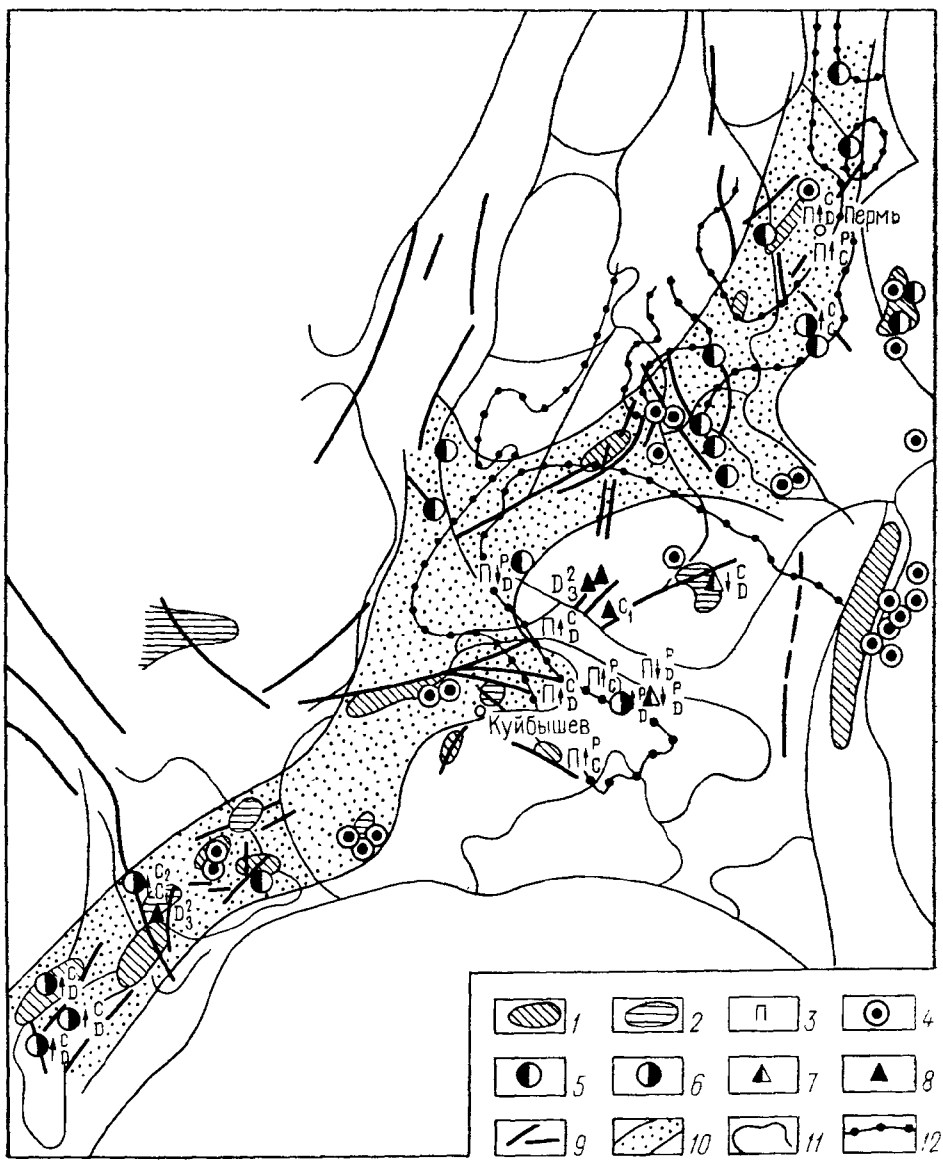


Рис. 26. Схематическая карта аномалий в подземных водах палеозоя Волго-Уральской области [26].

Геотермические аномалии: *1* — положительные; *2* — отрицательные; *3* — положительные гидрохимические аномалии; *4* — минеральные источники; *5* — проявления напорных вод в зоне активного водообмена; *6* — скрытая разгрузка нижних вод в верхних горизонтах, отрицательные гидрохимические аномалии: *7* — признаки скрытой разгрузки верхних вод в нижние горизонты; *8* — признаки влияния местных областей питания в нижних горизонтах; *9* — крупные тектонические нарушения; *10* — центральная область разгрузки подземных вод зоны затруднеиного водообмена Волго-Камского бассейна; *11*, *12* — границы тектонических структур. Стрелками указаио направление движения подземных вод, буквами — индексы водоносных горизонтов

натного комплекса нижнего — среднего кембрия [14] 35,9—54,7 г/л (при среднем значении 45,3 г/л) величины разгрузки напорных вод во внутренней области бассейна оцениваются в пределах от 0,001 до 0,07 л/(с·км^2) (табл. 16). Весьма интересен тот факт, что и в этом случае максимальные величины разгрузки 0,2—0,7 л/(с·км^2), характерные для краевой зоны структуры (бассейны рек Киренги, Олекмы, верхнего течения Лены), снижаются к центральным районам бассейна до 0,001 л/(с·км^2) и менее.

Величины разгрузки минерализованных вод в каждой конкретной точке бассейна (дебиты естественных водопроявлений) могут быть существенно бóльшими [14]. Однако при региональной характеристике процессов разгрузки глубоких подземных вод внутренних областей артезианских структур объективными (балансовыми) величинами являются только ее удельные значения.

Аналогичные результаты получены А. А. Дзюбой и Ю. И. Кустовым [14]. По данным гидрохимических расчетов (при минерализации рассолов надсолевой толщи 320 г/л) удельные величины разгрузки из зоны затрудненного водообмена изменяются от 0,0005 до 0,003 при среднем значении 0,0015 л/(с·км^2). В то же время рассчитанная по уравнениям теплопереноса средняя удельная величина разгрузки подземных вод из подсолевого комплекса бассейна 0,004 л/(с·км^2) вероятно весьма сильно завышена (возможно на один порядок), поскольку сток рассолов в таком объеме противоречит данным балансовых гидрохимических расчетов.

Как было указано, все количественные оценки разгрузки глубоких вод в целом мало достоверны. Кроме того во всех случаях в пределах внутренней области бассейна суммарно оценивается разгрузка напорных вод второго и третьего гидрогеологических этажей. В соответствии с этим можно предположить, что в пределах внутренней области бассейна удельные величины разгрузки подземных вод третьего этажа будут характеризоваться значениями менее 0,001 л/(с·км^2). Столь низкие удельные величины разгрузки позволяют предполагать, что ее формирование может быть связано с различными источниками питания подземных вод, поскольку их количественные соотношения весьма близки (см. гл. 4).

Наличие в пределах внутренней области бассейна пространственно разобщенных участков локальной разгрузки (или площадей с рассредоточенным перетеканием) безусловно должно влиять на структуру региональных потоков глубоких подземных вод. При средних градиентах латеральных потоков $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-5}$ и скоростях движения $n \cdot 0{,}1 - n \cdot 1{,}0$ см/год существование участков разгрузки должно приводить к формированию местных направлений движения подземных вод, тесно связанных с внутренним структурным планом бассейна.

Существование, наряду с разгрузкой, участков с нисходящим движением подземных вод, которые рассматриваются как участки внутреннего питания [9, 35] делает структуру местных потоков еще более сложной. Однако, по нашему мнению, участки нисходящего питания (вероятно, с теми же удельными

Таблица 16

Результаты оценки величины разгрузки подземных вод карбонатного комплекса нижнего—среднего кембрия Ангаро-Ленского региона

Река[1]	Площадь водосбора, тыс. км²	Меженный расход реки, м³/с	Содержание хлор-иона, г/л	Суммарный объем разгрузки глубоких вод, м³/с	Модуль разгрузки глубоких вод, л/(с·км²)
Киренга (Шорохово)	46,5[2] / 26,5	154,7	0,254	0,7—1,1	0,03—0,04
Пеледуй (Сользавод)	13,6 / 13,6	32,9	0,338	0,2—0,3	0,01—0,02
Бирюк (Бирюк)	9,7 / 9,7	4,0	0,141	0,01—0,02	0,001—0,002
Намана (Манкимеде)	16,6 / 16,6	11,4	0,438	0,09—0,14	0,005—0,008
Чара (Токко)	62,0 / 22,0	56,3	0,037	0,03—0,04	0,001—0,002
Олекма (Куд-Кель)	115,0 / 3,5	29,1	0,149	0,07—0,11	0,02—0,03
Лена (Кочуг)	17,4 / 7,2	27,8	0,035	0,01—0,02	0,001—0,003
Лена (Змиевка)[3]	140,0 / 66,1	407	0,125	0,60—0,91	0,01—0,14
Лена (Крестовское)[4]	440 / —	759	0,163	0,98—1,50	0,04—0,07
Лена (Соляпка)[5]	770,0 / 92,8	981	0,175	0,74—1,12	0,008—0,012
Бирюса (Суетиха)	24,7 / 9,2	42,8	0,034	0,02—0,03	0,002—0,003
Вихорево (Кобляково)	3,84	12,3	0,034	0,008—0,01	0,002—0,003
Чадобец (Яркино)	13,3	7,1	0,112	0,013—0,02	0,001—0,002
Илим (Илимск)	17,2	43,1	0,025	0,012—0,018	0,001
Манзя (Манзя)	15,1	3,4	0,476	0,03—0,04	0,02—0,03
Усолка (Троицкое)	9,07	3,8	0,020	0,01	0,001
Тасеева (Машуковка)	127,0	94,2	0,030	0,05—0,08	0,001
Н. Тунгуска (Тура)	268,0	29,0	0,563	0,29—0,45	0,001—0,002
Подкаменная Тунгуска (Байкит)[6]	159,0 / 128,6	110	0,085	0,15—0,23	0,001—0,002

[1] В скобках указан населенный пункт.
[2] В числителе — общая площадь водосбора, в знаменателе — расчетная.
[3] Данные без бассейнов рек Лены (Кочуг) и Киренги (Шорохово).
[4] Данные без бассейнов рек Лены (Змеиново), Витима (Бодайбо) и Пеледуя (Сользавод).
[5] Данные без бассейнов рек Лены (Крестовское), Чары (Токко), Олекмы (Куд-Кель) и Бирюка (Бирюк).
[6] Данные без бассейнов р. Чуни.

величинами) не имеют столь решающего балансового значения, так как может существовать восходящая разгрузка и без местного питания (за счет ослабленного латерального притока, сработки упругих запасов и т. д.).

Наличие подобных местных (внутриструктурных) направлений движения глубоких подземных вод отчетливо проявляется даже на мелкомасштабных пьезометрических картах (при всей их ус-

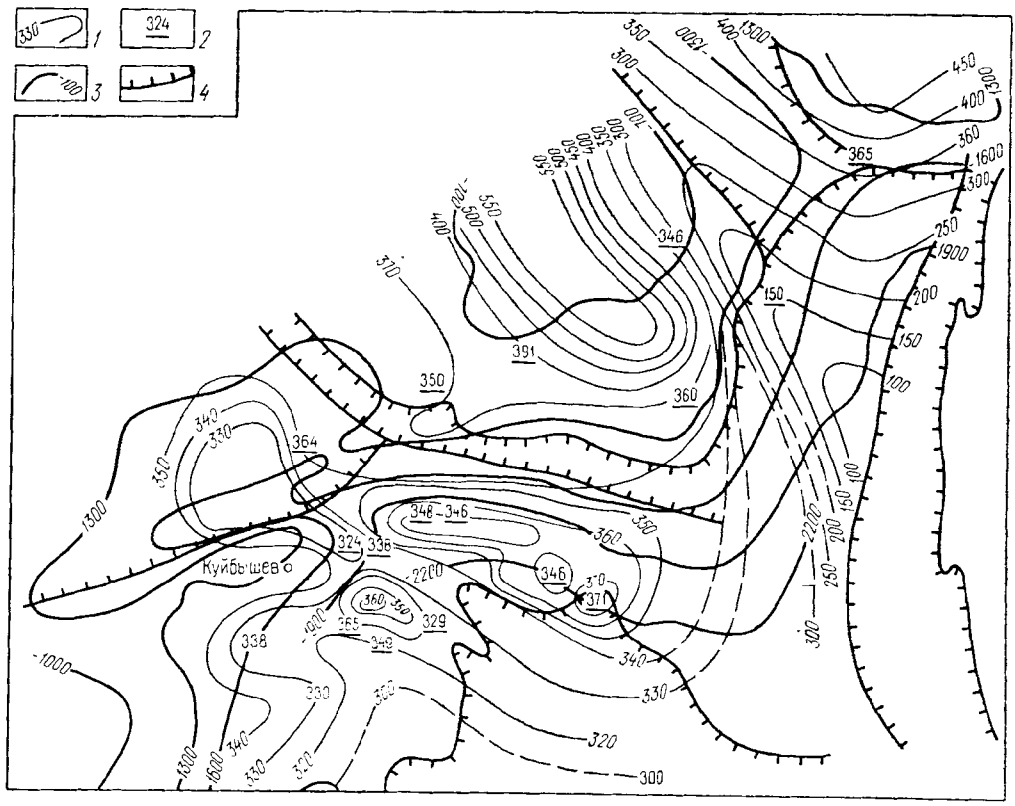


Рис. 27. Гидродинамические условия водоносного комплекса C_1—C_2 [45]:
1 — изолинии приведенных напоров, (абс. отметки), м; *2* — приведенные напоры (абс. отметки), м; *3* — стратоизогипсы подошвы водоносного комплекса; *4* — границы структур первого порядка

ловности за счет неизбежного усреднения данных по напорам, интерполяции на значительном расстоянии и др.). Еще более резко проявляется эта закономерность на детальных пьезометрических картах, составленных для относительно крупных территорий (рис. 27). При анализе распределения напоров (давлений) в пределах отдельных структур и участков бассейна эта закономерность становится решающей (рис. 28).

Чрезвычайно интересен тот факт, что структура потоков глубоких подземных вод с наличием многочисленных местных направлений движения отчетливо фиксируется в бассейнах древних платформ со сложным внутренним структурным планом (Волго-Камский, Печорский и др.) и значительно менее выражена в артезианских бассейнах молодых платформ (Восточно-Предкавказ-

ский — за пределами участков распространения аномально высоких пластовых давлений).

По нашему мнению, подобные различия определяются главным образом типами и строением геофильтрационных сред бассейнов древних и молодых платформ. Разрез бассейнов древних плат-

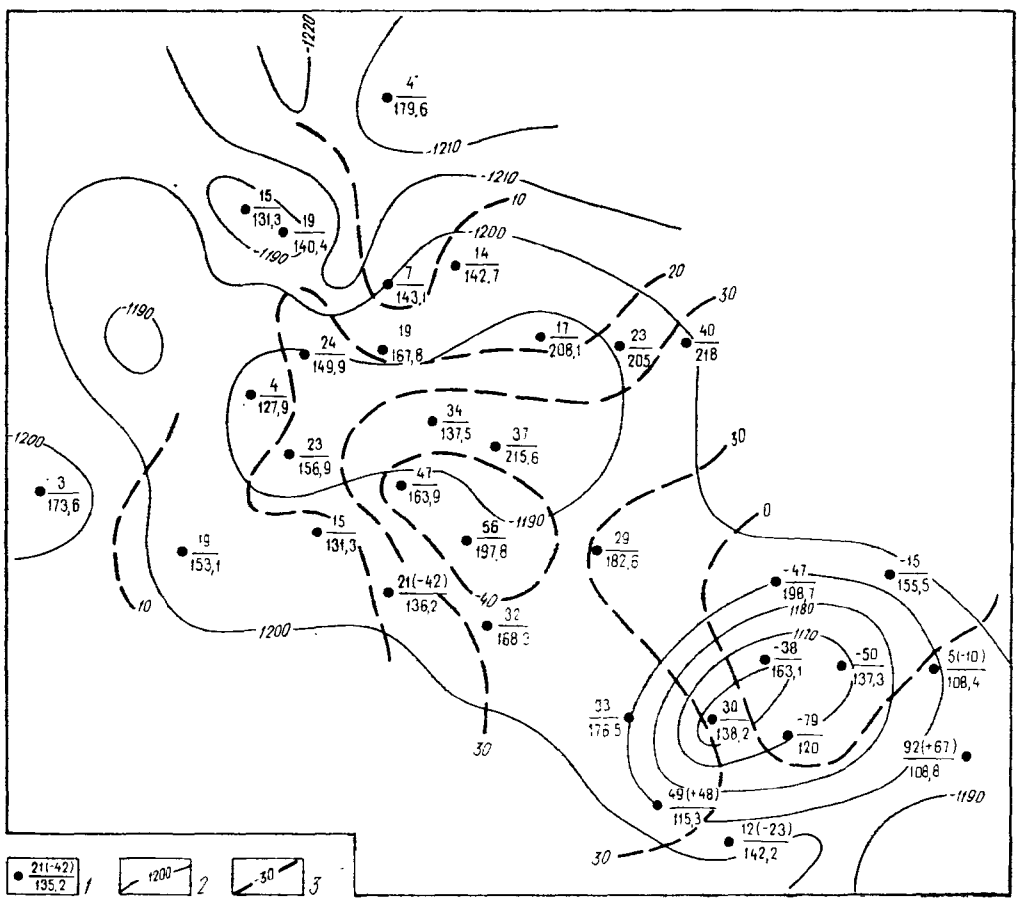


Рис. 28. Схема распределения приведенных напоров угленосной толщи (C_1) Чераульско-Орьебашевской площади Волго-Камского бассейна (приведенные давления по В. В. Озолину, 1969):

1 — скважины (в числителе — величина приведенного давления при удельной плотности воды 1,15, в скобках — замеренное положение статического уровня, в знаменателе — абс. отметка устья скважины); *2* — стратоизогипсы по кровле угленосной свиты; *3* — условное положение пьезометрической поверхности подземных вод (гидроизопьезы)

форм представлен преимущественно средами седиментогенного трещинного и карстового типов. Слоисто-блоковый тип неоднородности этих сред характеризуется наличием многочисленных участков и зон с аномально повышенной проницаемостью разреза ($K_в \geqslant K_л$), приуроченных к тектоническим нарушениям, структурным формам разных порядков и т. д. В свою очередь с зонами локально повышенной субвертикальной проницаемости связаны

многочисленные участки межпластовой фильтрации (питание — разгрузка), формирующие местную структуру потоков глубоких подземных вод.

В условиях молодых платформ при преимущественном распространении сред седиментогенного гранулярного типа со слоистой неоднородностью локальные зоны с повышенной вертикальной проницаемостью представляют собой исключение из правила. Разгрузка глубоких подземных вод осуществляется путем затрудненной вертикальной фильтрации, рассредоточенной на значительных площадях. Структура потока глубоких подземных вод более проста; сохраняется общее направление движения к центру бассейна (см. рис. 21).

При наличии местных направлений движения глубоких подземных вод со своей конфигурацией потоков, границами и градиентами становится совершенно очевидным, что региональное снижение напоров, фиксируемое в пределах крупных территорий, не отражает единого (основного) общеструктурного движения подземных вод к гипотетическим областям основной разгрузки. В этом случае региональное распределение напоров подземных вод должно рассматриваться как некоторая потенциометрическая поверхность [9], отражающая характер и степень связи глубоких вод (в каждой точке) с верхней гидродинамической границей бассейна или водоносными горизонтами верхнего этажа. Общее снижение пьезометрической поверхности к погруженным участкам структуры (за исключением зон с аномальным распределением напоров) в региональном плане связано с понижением верхней гидродинамической границы бассейна при сохранении градиентов вертикальной фильтрации, обеспечивающих постепенно сокращающуюся (по удельным величинам) разгрузку глубоких напорных вод.

Обширный материал по распределению гидрохимических, геотермических и палинологических аномалий в водоносных горизонтах, например, Волго-Уральской области [9] убедительно доказывает тесную связь расположения аномалий с внутренним структурным планом бассейна и зависимость их типа (положительные, отрицательные) от современного рельефа территории. Первый факт однозначно подтверждает представление о том, что формирование участков с локальной повышенной проницаемостью пород чехла ($K_в \geqslant K_л$) определяется главным образом внутренним структурным планом бассейна. Второй — свидетельствует о том, что характер межпластового движения подземных вод (восходящее, нисходящее) в зонах с повышенной проницаемостью теснейшим образом связан именно с условиями на верхней границе бассейна, влияние которой в этом случае осуществляется через водоносные горизонты верхнего гидрогеологического этажа.

Расчеты сроков водообмена в глубоких элементах осадочного чехла основаны главным образом на использовании данных о средних скоростях движения подземных вод [2, 24, 26]. Однако при

наличии местных направлений и скоростей движения подземных вод результаты этих расчетов становятся неопределенными.

Если рассматривать глубокие горизонты внутренней области бассейна как совокупность относительно изолированных балансовых блоков, в пределах которых основным видом движения подземных вод является восходящая разгрузка, наиболее правильным представляется расчет сроков водообмена через объем геологических запасов подземных вод и удельные величины их разгрузки. При интервале значений разгрузки от 0,01 до 0,001 л/(с×км^2) и средних значениях мощности осадочного чехла 2500—3000 м диапазон изменения сроков водообмена составит 1,5—10 млн. лет, а с увеличением мощности пород осадочного чехла до 6000 м или уменьшением удельных величин разгрузки до 0,001 л/(с·км^2) — 20 млн. лет и более. Основной переменной, в решающей степени определяющей срок водообмена, будет удельная величина разгрузки глубоких вод. Рассмотренное выше распределение удельных величин разгрузки глубоких вод на площади бассейна определяет закономерное увеличение сроков водообмена от $n \cdot 1{,}0$ вблизи краевой зоны бассейна до $n \cdot 10$ млн. лет в его центральных районах.

Расчет через величины разгрузки подземных вод, казалось бы, должен установить минимальные сроки водообмена на участках, где ее фактические значения наибольшие (так называемый гидродинамический парадокс артезианских бассейнов, сформулированный Г. Ю. Валуконисом и А. Е. Ходьковым). В действительности никакого гидродинамического парадокса здесь нет, так как существование участка с большими величинами разгрузки (бóльшими скоростями движения подземных вод) приведет к формированию местного потока глубоких вод на бóльшей площади, и расчеты срока водообмена в этом случае должны учитывать или суммарный объем геологических запасов подземных вод, или удельные (на единицу площади) величины разгрузки.

Длительность сроков водообмена $n \cdot 1{,}0$—$n \cdot 10$ млн. лет неизбежно определяет ведущую роль процессов тектогенеза в формировании подземного стока и водообмена внутренних областей артезианских структур [2]. В течение столь длительных периодов процессы тектогенеза приводят с одной стороны к изменению свойств геофильтрационной среды, а с другой — к неоднократному перераспределению геодавлений, обусловливающих определенные изменения структуры местных потоков глубоких подземных вод. Кроме того, изменение условий на верхней границе бассейна, связанное с развитием или перестройкой рельефа поверхности, неизбежно приводит к перераспределению и возникновению новых участков питания и разгрузки глубоких вод, изменению знака движения и т. д. Возможны неоднократные перестройки структуры местных потоков глубоких подземных вод внутренней области бассейна. В этом случае подземный сток в нижних элементах разреза чехла будет в значительной степени носить характер межслоевого перераспределения водных масс, а сроки водообмена, рассчитанные через современные величины разгрузки, строго говоря, не будут отражать условия водообмена с поверхностью бассейна.

О роли аномальных давлений в формировании региональной динамики подземных вод нижнего этажа

Вопросы формирования аномальных пластовых давлений (АПД) в нижних горизонтах артезианских структур подробно рассмотрены в работах К. А. Аникеева, И. Г. Киссина, Ю. В. Мухина, В. А. Тхостова, И. Смитта, И. Уаттса и др. [2, 24, 25]. Среди возможных причин возникновения АПД рассматриваются существенно различные процессы [2], однако большинство исследователей выделяет в качестве основного условия возникновения и сохранения АПД надежную изоляцию локального элемента (блока) пластовой системы. В отдельных случаях причины образования АПД связывают также с наличием открытых субвертикальных путей миграции глубинных флюидов, локально проявляющихся в пластовой системе бассейна [2, 25].

Единственно возможной причиной создания регионального поля аномальных давлений и формирования в центральной погруженной части бассейна так называемых элизионных гидродинамических систем представляются процессы уплотнения осадочных (преимущественно глинистых) пород и формирования внутреннего питания в связи с отжатием поровых вод [24].

Ранее было показано [5], что развитие процессов уплотнения и отжатия поровых вод не может привести к формированию единой (в региональном плане) системы с общим направлением движения подземных вод. Распределение (приращение) давления в каждом блоке такой системы будет определяться скоростью приращения нагрузки, соотношением объемов отжимающихся вод с другими величинами питания (см. гл. 4), проводимостью пласта, проницаемостью и мощностью перекрывающих пород, и в общем случае будет весьма неоднородным [5]. При наличии зон с повышенной субвертикальной проницаемостью разреза или участков с различными значениями мощности и проницаемости перекрывающих глинистых пород приращение давления неизбежно приведет к формированию многочисленных локальных пьезоминимумов (пьезомаксимумов) и связанных с их положением направлений движения подземных вод (местные внутриструктурные потоки подземных вод).

Высокая степень изоляции элементов и блоков с наличием АПД подтверждается данными о региональном распределении напоров в пластовых системах бассейна, где их влияние практически не выражено за пределами собственно аномальных зон (рис. 29), о чрезвычайно резких изменениях давления на коротких расстояниях в плане и в разрезе, об отсутствии видимой связи величин коэффициента или градиента аномальных давлений с глубиной залегания интервала, минерализацией или температурой воды и др., а также данными о быстром снижении аномальных давлений при эксплуатации [2, 25].

Количественные оценки времени, необходимого для релаксации аномальных пластовых давлений, дают существенно различные

результаты [29, 41]. Однако все они показывают, что скорость релаксации пластовых давлений определяется прежде всего фильтрационными свойствами разреза и даже при весьма низкой проницаемости ($K_0 = 10^{-8}$—10^{-9} м/сут) срок полной релаксации не превышает 10^{-5}—10^5 лет. В соответствии с этими данными сохра-

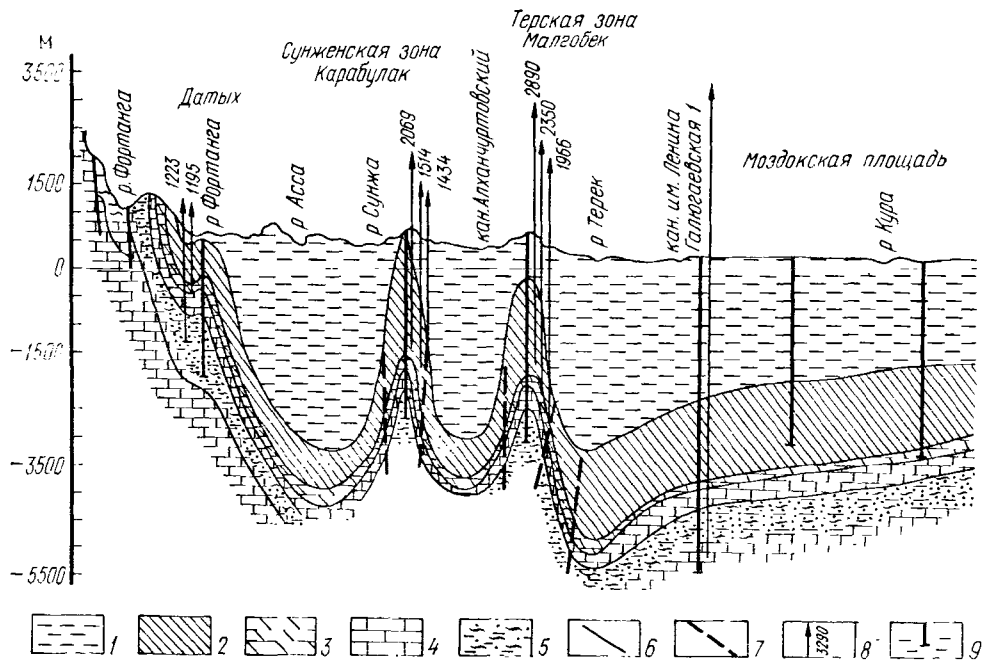


Рис. 29. Гидрогеологический профиль: Черногорская моноклиналь — северный борт Терско-Кумской впадины [25] (с сокращением):

1 — песчано-глинистые отложения N—Q; *2* — глины с подчиненными слоями песчаников и алевролитов; *3* — мергели с подчиненными слоями глин; *4* — известняки; *5* — переслаивание песчаников, алевролитов и глин; тектонические нарушения: *6* — установленные, *7* — предполагаемые, *8* — пьезометрический уровень подземных вод, абс. отметки (м); *9* — скважина

нение АПД в течение геологически длительных периодов времени (до миллиона лет и более) возможно только в тех случаях, когда изоляция элемента обеспечена чрезвычайно низкой ($<10^{-9}$ м/сут) проницаемостью его границ.

Представления о высокой степени изоляции элементов и блоков разреза с проявлением АПД позволяют сформулировать один исключительно важный вывод, который фактически уже сделан И. Г. Киссиным [25] на примере Восточного Предкавказья: участки и зоны с наличием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) являются гидродинамически изолированными и не оказывают видимого влияния на современное распределение пьезометрических напоров в бассейне. Подобные участки рассматриваются им в качестве гидродинамической преграды региональных потоков подземных вод, а взаимодействие между аномалией и областью с нормальным режимом ограничивается полосой, в пределах которой в той или иной мере проявляется затруд-

ненная фильтрация (разгрузка) подземных вод из зоны с АВПД. В соответствии с этим можно считать, что изолированные участки с проявлением АПД должны рассматриваться с одной стороны в качестве причины формирования и с другой — в качестве наиболее резких проявлений структуры местных потоков глубоких подземных вод. Причем в такой схеме местных потоков участки и зоны с резкими проявлениями АПД должны рассматриваться как относительно изолированные блоки с аномальными условиями водообмена.

Приуроченность бассейнов с наиболее резкими проявлениями АВПД к районам, тяготеющим к зоне альпийской складчатости СССР (Предкарпатский прогиб, Предкавказье, Западная Туркмения и др.), косвенно свидетельствует о том, что это явление теснейшим образом связано с районами молодой и новейшей тектоники [2, 25]. Причем можно предполагать, что процессы тектогенеза определяют в ряде случаев и формирование относительно изолированных блоков разреза и процессы отжатия поровых вод (геодинамические элизионные системы по А. А. Карцеву). Однако проявление процессов тектогенеза в связи с неравномерными напряжениями, изоляцией блоков, уплотнением, образованием местных зон разгрузки и т. д., также должно приводить к формированию многочисленных местных (внутриструктурных) направлений движения глубоких подземных вод. Одним из подтверждений этой точки зрения является существование здесь (например, в Предкавказье) большого числа грязевых вулканов, которые безусловно могут рассматриваться в качестве локальных зон разгрузки глубоких подземных вод.

Гипотезы возникновения АВПД в связи с особенностями гидравлических связей в пластовой системе бассейна объясняют их формирование за счет поступления глубинных флюидов или передачи давления по локальным субвертикальным зонам с повышенной проницаемостью [2]. Подобный эффект возможен при надежной латеральной изоляции блоков пластовой системы между собой и от вышележащих элементов разреза при наличии тесной гидравлической связи с нижележащими горизонтами разреза чехла и локальными проницаемыми зонами фундамента и т. д.

Вероятно, проявление аномалий подобного типа должно быть наиболее характерно для пограничной зоны двух структурных ярусов чехла с преимущественным распространением геофильтрационных сред разного типа или для границы пород чехла и фундамента в бассейнах молодых платформ. В нижнем структурном ярусе при преобладающем распространении сред трещинного типа существуют объективные условия формирования локальных зон и участков с аномально высокой субвертикальной проницаемостью разреза ($K_в \gg K_л$), а в нижних элементах верхнего структурного яруса с преобладающим распространением сред седиментогенного гранулярного типа (при слоистом характере неоднородности) при литологическом или тектоническом экранировании отдельных блоков — условия их надежной гидравлической изоляции

от вышележащих интервалов разреза. В какой-то степени это предположение подтверждается материалами по Предкавказью и Западной Сибири [10, 25].

Зоны и структуры с гидродинамическими аномалиями подобного типа должны рассматриваться как потенциальные участки разгрузки глубоких подземных вод. При наличии и сохранении аномалий давления, существующие в них, определяют формирование затрудненной разгрузки через слабопроницаемые экранирующие породы, величины которой находятся в равновесии с притоком из нижних горизонтов разреза. При давлениях, достаточных для гидроразрывов перекрывающих толщ, формируется единовременная или периодическая (гидровулканизм, грязевой вулканизм) интенсивная разгрузка, стимулирующая процессы движения местных потоков подземных вод в глубоких элементах разреза бассейна.

*
* *

Таким образом, в общей схеме бассейна платформенного типа третий гидрогеологический этаж должен рассматриваться как нижний элемент разреза с формированием преимущественно местного (внутриструктурного) движения подземных вод. Структура потоков подземных вод этажа определяется: отсутствием открытой связи с верхней гидродинамической границей бассейна и внешними областями питания, наличием в разрезе этажа и на его границах многочисленных локальных участков и зон с относительно повышенной субвертикальной проницаемостью разреза, наличием (принципиальной возможностью существования) различных источников внутреннего питания подземных вод и создания напора. Наиболее характерными проявлениями местного движения подземных вод являются локальные изменения направлений движения и градиентов потоков, связанные не с общей структурой бассейна, а с его внутренним структурным планом, а также существование участков и зон с заметным проявлением АПД, локальных гидрогеохимических, гидротермических и других аномалий в пластовой системе второго и третьего этажей бассейна. Местный характер движения подземных вод третьего этажа наиболее резко проявляется в бассейнах со сложным структурным планом нижней части чехла и фундамента, преимущественным распространением в разрезе этажа геофильтрационных сред седиментогенного трещинного и карстового типов, а также заметным проявлением процессов современного и новейшего тектогенеза.

Глава 8

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАССЕЙНА

Учение о вертикальной гидродинамической зональности обобщает все современные представления о региональной динамике

подземных вод в геологических структурах различного типа. Особенно велика роль общих представлений о гидродинамической зональности при изучении закономерностей формирования подземных вод в артезианских бассейнах платформенного типа. В этом случае учение о зональности является той основой, на которой разрабатываются общие вопросы движения подземных вод, формирования их химического состава, ресурсов подземных вод, их распределения и др.

Впервые соображения о существовании гидродинамической зональности подземных вод были высказаны в 1931 г. П. И. Бутовым, который ввел понятие о зонах активного и пассивного водообмена. Общая характеристика этих зон, выделяемых соответственно выше и ниже базиса эрозии, положение которого определяет общие закономерности и интенсивность движения подземных вод, впервые приведена Б. Л. Личковым (1931 г.). В дальнейшем вертикальные гидродинамические зоны, выделяемые по положению различных (местного, речного и морского) уровней эрозии и дренирования, исследовал Ф. А. Макаренко и, исходя из различных скоростей движения,— Г. А. Максимович. Вслед за этим Н. К. Игнатович [21], рассматривая особенности формирования подземных вод различных частей разреза и условия их связи с современной поверхностью, химический состав и др., сформулировал понятие о трех гидродинамических зонах: активного, затрудненного и весьма затрудненного стока (водообмена). В последующие годы вопросы вертикальной гидродинамической зональности в различной постановке рассматривали С. А. Шагоянц, М. А. Гатальский, Ю. В. Мухин, А. А. Карцев, Л. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис и др. [2, 24].

В соответствии с общими представлениями, вне зависимости от количества выделяемых зон, в разрезе артезианских структур в направлении сверху вниз и по падению пластов происходят закономерное (?) ухудшение условий водообмена (питание, сток, разгрузка) и связанные с этим уменьшение скоростей движения и увеличение сроков полного возобновления геологических запасов подземных вод (за отдельными исключениями, определяемыми особенностями конкретных районов).

Большинство исследователей рассматривают формирование вертикальной гидродинамической зональности артезианских бассейнов с гидравлических позиций, считая, что направления и интенсивность движения подземных вод определяются разностью гидростатических напоров в областях питания и разгрузки [21, 27]. При этом обычно производится расчленение разреза на три зоны в соответствии с принципами, предложенными Ф. А. Макаренко и Н. К. Игнатовичем.

Наряду с этим существуют представления о расчленении разреза бассейна, исходящие из многообразия напорообразующих факторов с выделением зон геостатических (литостатических) пластовых давлений и переходных.

Таким образом, несмотря на развитие и широкое использование представлений о гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформ, они и до настоящего времени остаются в значительной степени неопределенными. Это касается прежде всего общих принципов и критериев выделения различных гидродинамических зон, а также числа выделяемых зон, их положения в разрезе структуры, определения границ между зонами и т. д. Используемые обычно критерии выделения различных зон (глубина залегания, закрытость структуры, минерализация подземных вод и ее градиенты, пьезометрические градиенты и другие практически всегда являются неопределенными и не дают четких представлений о положении границ различных зон.

Даже такие объективные количественные критерии, как глубина залегания, величина и градиенты минерализации подземных вод, градиенты потоков [2] практически всегда существенно различны для разных бассейнов и не могут быть использованы для разработки общей принципиальной схемы зональности.

Наиболее часто предлагается использовать в качестве объективного количественного критерия выделения гидродинамических зон данные о скоростях движения подземных вод, а также сроках водообмена [24]. Однако при ближайшем рассмотрении эти показатели также оказываются недостаточно конкретными. Так, скорость движения подземных вод, как известно, прямо пропорциональна коэффициенту проницаемости горных пород, который в любой гидродинамической зоне (даже для пород, относимых обычно к водоносным) может меняться от $n \cdot 10^2$ до $n \cdot 10^{-2}$ м/сут. Выше было показано, что даже в условиях одного водоносного горизонта срок водообмена (коэффициент) на относительно коротких расстояниях может меняться на два—три порядка и более* (см. гл. 6).

Таким образом, практически всегда речь может идти только о весьма широких (перекрывающихся) интервалах предлагаемых показателей при их существенных изменениях от бассейна к бассейну. В этом смысле абсолютно прав А. А. Карцев, который считает, что при сложившемся положении нельзя считать выделение трех гидродинамических зон научно обоснованным [24].

Значительный интерес представляет комплексная методика выделения гидродинамических зон, предлагаемая Г. Ю. Валуконисом и А. Е. Ходьковым. На основе абсолютно справедливой предпосылки о том, что гидродинамические зоны отличаются не только в количественном, но и в качественном отношении [2], авторы предлагают использовать в качестве критериев выделения комплекс гидродинамических, гидрохимических, геотермических и других параметров, таких как скорость фильтрации и ее изменения с глубиной, распределение напоров и градиентов потока, геохи-

* В то же время, например, В. В. Колодий и А. В. Кудельский рассматривают в качестве критерия выделения различных гидродинамических зон изменение показателя водообмена в пределах одного порядка (более 1; 1—0,1; 0,1—0,01 и т. д. ?!).

мические закономерности, включая изменение минерализации, ряд гидрохимических коэффициентов, изотопный и газовый составы, распределение температур, микробиологические показатели и т. д. «Таким образом, комплексная методика выделения гидродинамических зон предполагает использование большого количества показателей, ведущими среди которых являются гидродинамические» [2, с. 229—230]. Таким образом, оказывается, что правильная по смыслу методика практически не может быть реализована поскольку, во-первых, неясно, что следует рассматривать в качестве ведущих гидродинамических показателей, во-вторых, не известны пределы и закономерности изменения других показателей, характерные для каждой зоны разреза, в-третьих, не расшифрованы связи этих показателей с ведущими гидродинамическими критериями.

Принципы выделения и характеристика гидродинамических зон

Поскольку гидродинамические зоны разреза чехла должны различаться не только в количественном, но и в качественном отношении, представляется наиболее правильным подойти к гидродинамическому расчленению бассейна на основе выделения и анализа основных факторов, определяющих общие закономерности движения подземных вод на различных уровнях геологического разреза структуры.

К основным экзогенным факторам, проявляющимся на современной поверхности бассейна или вблизи нее, следует отнести гидролого-климатический и геолого-геоморфологический. Их совместное действие обусловливает положение верхней (гидродинамической) границы бассейна и определяет изменение условий на этой границе [4, 6].

На территориях с гумидным климатом и хорошо развитой гидрографической сетью (вне зоны распространения многолетнемерзлых пород) условия на верхней гидродинамической границе бассейна в решающей степени определяются современным рельефом, контролирующим положение уровня грунтовых и поверхностных вод. В районах с аридным и полуаридным климатом, в связи с отсутствием развитой гидрографической сети (в ряде случаев и собственно грунтовых вод) и положением уреза воды постоянных или временных водотоков выше уровня грунтовых (напорных) вод верхнего этажа, распределение напоров на верхней гидродинамической границе бассейна может быть существенно иным. В общем случае верхняя граница не имеет здесь четко выраженного гидрографического строения (междуречья, дрены, границы речных бассейнов и т. д.) и более тесно связана со структурной формой бассейна в целом (Сырдарьинский, Амударьинский бассейны, частично Предкавказье и др.). Уменьшение напоров на верхней границе при относительно более простой конфигурации потоков направлено от периферии бассейна к основным понижениям

современного рельефа (крупные озерные котловины, бессточные впадины, приморские низменности) [10].

В области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (при частичной или полной промороженности водоносных горизонтов верхнего гидрогеологического этажа) верхняя гидродинамическая граница имеет фрагментарный характер, так как ее воздействие на региональную гидродинамику подмерзлотных вод определяется главным образом наличием и положением локальных участков сквозных таликов. Недостаток фактического гидрогеологического материала затрудняет получение четких представлений о характере верхней границы в бассейнах криогенного типа, однако можно предполагать, что ее интенсивное влияние на региональную динамику бассейна в целом может быть связано с участками распространения высокопроницаемых сред (периферия бассейна, положительные структуры внутренней области и т. д.) или с наличием сквозных подрусловых таликов, положение которых контролируется современной гидрографической сетью территории [10].

Эндогенные факторы с некоторой долей условности могут быть подразделены на геостатические и геодинамические. К группе геостатических факторов следует отнести форму и размеры геологической структуры бассейна, характер границ, внутренний структурный план, типы геофильтрационных сред и т. д. Действие геодинамических факторов связано с проявлением тектонических движений различного типа и интенсивности. Влияние геодинамических факторов на формирование гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформ трудно переоценить. Они неизбежно оказывают прямое гидравлическое воздействие на формирование и распределение пьезометрических напоров подземных вод через медленные (значительно реже — резкие) изменения геостатического давления и связанные с этим изменения упругого режима пластов, объемов отжимающихся поровых растворов, геотермических условий, поступления глубинных магмогенных вод и т. д. Вместе с тем геодинамические факторы обусловливают вполне определенные, направленные во времени изменения структурного плана бассейна, что неизбежно приводит к существенным изменениям состояния геофильтрационных сред чехла, а также, в конечном счете, определяет все изменения условий на верхней границе бассейна (новейшая и современная тектоника).

Закономерности региональной гидродинамики любого артезианского бассейна определяются сложным современным влиянием перечисленных выше факторов. При этом безусловна только одна общая закономерность — с увеличением глубины залегания подземных вод постепенно уменьшается влияние экзогенных факторов с одновременным возрастанием роли геодинамических и геостатических факторов.

Характер связи пластовой системы бассейна с современной поверхностью, определяющий общие закономерности движения под-

земных вод, учитывается уже при выделении трех гидрогеологических этажей структуры, представляющих собой крупные стратификационно-гидродинамические элементы разреза чехла [4]. Однако в пределах двух верхних гидрогеологических этажей могут быть выделены характерные гидродинамические границы, связанные или со скачкообразным изменением условий на определенных уровнях разреза чехла с постепенным (накапливающимся) уменьшением связи с верхней границей при увеличении глубины залегания водоносных горизонтов и комплексов.

В пределах верхнего гидрогеологического этажа связь водоносных горизонтов и комплексов с современной поверхностью бассейна имеет вертикальный межпластовый характер. Особенности движения подземных вод, формирующегося при такой связи в пластовой системе, рассмотрены на многочисленном региональном материале и при теоретических (тестовых) решениях [4, 10, 32, 51].

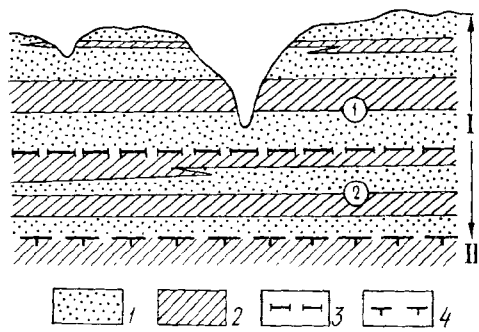


Рис. 30. Схема положения гидродинамических зон в разрезе верхнего этажа бассейна. Цифрами в кружках даны номера зон, римскими — этажей:

1 — водоносные горизонты; *2* — слабопроницаемые пласты; *3* — граница гидродинамических зон; *4* — граница верхнего гидрогеологического этажа

Основной особенностью региональной динамики подземных вод первого этажа является формирование местных потоков подземных вод (см. гл. 5). Наличие гидродинамических границ (водоразделов, дрен) в сочетании со структурным планом внутренней области бассейна изолирует потоки подземных вод этажа от участков выхода водоносных отложений на поверхность, в связи с чем на большей части территории (внутренняя область бассейна) питание и разгрузка подземных вод первого этажа осуществляются путем вертикальной межпластовой фильтрации.

В этом случае в разрезе первого этажа объективной границей с резкой (скачкообразной) переменой условий связи с современной поверхностью бассейна является уровень эрозионного вреза современной или древней гидрографической сети. Положение границы двух смежных гидродинамических зон на кровле первого слабопроницаемого пласта, не вскрытого современной или древней эрозией (рис. 30), обусловлено резким качественным изменением условий связи подземных вод с верхней гидравлической границей бассейна. Для всех водоносных горизонтов первой гидродинамической зоны принципиально возможна открытая (свободная) гидравлическая связь с современной поверхностью бассейна. В этом случае (в общей постановке без учета изменений свойств геофильтрационных сред, которые могут быть сколь угодно различными) основные закономерности изменения скоростей движения и сроков водообмена будут обусловлены интен-

сивностью и глубиной эрозионного расчленения рельефа, определяющими положение участков с гидравлически открытым (свободным) питанием и разгрузкой подземных вод. В соответствии с условиями верхней гидродинамической зоны и принятой терминологией она может рассматриваться как зона свободного или интенсивного стока (водообмена).

Для водоносных горизонтов и комплексов второй гидродинамической зоны верхнего этажа принципиально невозможна открытая связь с поверхностью, а следовательно питание и разгрузка подземных вод осуществляются только затрудненной вертикальной фильтрацией через слабопроницаемые пласты. В этом случае, наряду с возможными изменениями в плане (местный характер движения подземных вод), основной закономерностью будет ухудшение условий водообмена и стока в вертикальном направлении. При этом затрудненность процессов стока и водообмена постепенно возрастает с увеличением глубины залегания подземных вод и суммарной мощности перекрывающих слабопроницаемых пород. В соответствии с изложенным эта зона может рассматриваться как зона относительно затрудненного стока (водообмена).

При рассмотренном подходе к гидродинамическому расчленению разреза верхнего этажа бассейна наиболее полно, на наш взгляд, реализуются представления о роли глубины эрозионного расчленения поверхности бассейна в формировании региональной динамики подземных вод [2, 27]. В то же время в общем случае с положением этой границы не могут быть связаны обязательные изменения подвижности подземных вод, скоростей и направлений движения, резкие изменения сроков водообмена и т. д.

Мощность и положение границ рассматриваемых гидродинамических зон должны быть существенно различны для разных бассейнов, так как помимо глубины эрозионного вреза они решающим образом зависят от строения геологического разреза верхнего этажа.

При сравнительно простом геологическом строении разреза первая зона может соответствовать всему верхнему гидрогеологическому этажу (центральные части Западно-Сибирской области, Печорского бассейна и др.). При наличии в разрезе первого этажа относительно выдержанного слабопроницаемого раздела, залегающего ниже глубины основных эрозионных врезов, кровля такого раздела может рассматриваться как нижняя граница зоны интенсивного водообмена (см. рис. 30). При сложном многослойном строении разреза первого этажа (верхнепермские отложения Волго-Камского бассейна, нижнетриасовые Северо-Двинского и др.) такая граница не может быть однозначно сопоставлена с поверхностью локальных разобщенных водоупорных слоев. В этом случае нижняя граница зоны интенсивного водообмена может быть проведена условно по уровню эрозионного вреза основных дрен территории (речных долин первого и второго порядков, крупных озерных котловин и др.).

В разрезе второго гидрогеологического этажа бассейна связь водоносных горизонтов и комплексов с верхней гидравлической границей системы имеет пластовый характер и постепенно ухудшается с погружением пластов от периферии к внутренней области структуры. Общая закономерность распределения величин подземного стока и сроков водообмена наиболее полно проявляется здесь в характере относительного изменения расходов латеральных потоков (см. гл. 6). Характер изменений расходов латерального потока реальных бассейнов, отражающий постепенное снижение проводимости разреза и возрастающую изоляцию горизонта от поверхности, показывает, что в общем случае (за пределами собственно краевой зоны питания) эта закономерность может быть наиболее удовлетворительно схематизирована кривой вида:

$$q_x = q_0 e^{-\beta L},$$

где q_x — расход латерального потока на расстоянии L от границы краевой области питания; q_0 — расход на границе области питания; β — эмпирический коэффициент [4].

По характеру изменения эмпирических кривых расхода латерального потока (см. рис. 25) в направлении от периферии к центру бассейна могут быть достаточно четко выделены три гидродинамические зоны с существенно различным распределением величин подземного стока и сроков водообмена (рис. 31).

В пределах первой зоны (краевая область питания) распределение величин подземного стока и сроков водообмена формируется под влиянием местных факторов при открытом характере гидравлической связи водоносных горизонтов и комплексов с верхней границей системы — условия зоны свободного или интенсивного водообмена (стока).

Во второй зоне (краевая область разгрузки) происходит резкое сокращение расходов латеральных (пластовых) потоков с соответствующим увеличением сроков водообмена. Одновременно с формированием регионального подземного стока и постепенным сокращением его объемов основным видом движения в пределах рассматриваемой зоны является затрудненная вертикальная разгрузка подземных вод в водоносные горизонты верхнего этажа бассейна. В соответствии с этим вторая гидродинамическая зона может рассматриваться как зона относительно затрудненного водообмена или как зона, переходная от условий открытой периферии к условиям внутренней погруженной области бассейна.

Третья гидродинамическая зона может быть выделена во внутренней погруженной области бассейна, где она должна охватывать часть разреза второго и водоносные горизонты третьего этажа бассейна. Основным гидродинамическим условием третьей зоны является практически (полное) отсутствие притока из краевых областей бассейна ($q_x \to 0$; $\tau \to \infty$ при $L \to \infty$).

При этом условии приток подземных вод с периферии бассейна, отжатие поровых растворов, сработка или формирование упругих запасов, возможное поступление глубинных растворов и диффузия могут быть гидродинамическими факторами одного порядка. Процессы движения подземных вод имеют здесь фильтрационно-диффузионную природу, или пульсационный характер, обусловленный неравномерными напряжениями и создаваемый в осадочной толще процессами тектогенеза [2]. В соответствии с принятой терминологией третья зона может рассматриваться в качестве зоны весьма затрудненного водообмена (стока).

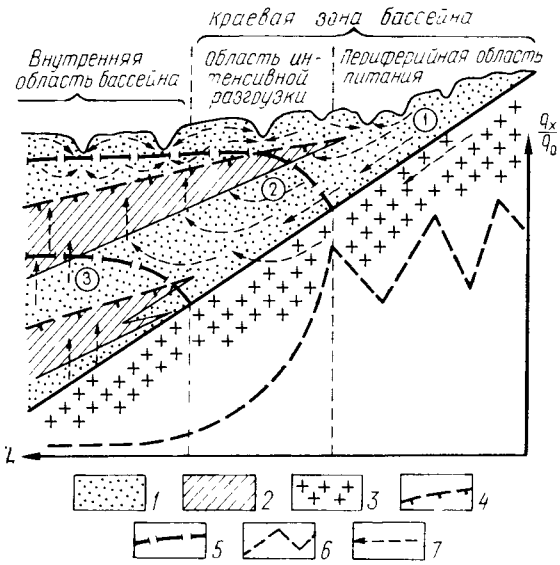


Рис. 31. Схема положения гидродинамических зон и этажей и кривая относительного расхода потока в разрезе краевой части бассейна. Цифрами в кружках даны номера зон:

1 — водоносные горизонты и комплексы; *2* — слабопроницаемые пласты; *3* — породы обрамления и фундамента; *4* — границы гидрогеологических этажей; *5* — границы гидродинамических зон; *6* — кривая относительного расхода потока; *7* — направления движения подземных вод

Предлагаемая схема гидродинамической зональности системы должна быть характерна как для асимметрично построенных структур, моноклинально погружающихся склонов и т. д., так и для классических мульдообразных структур, являющихся тектонотипом артезианских бассейнов платформ (рис. 32).

Представления о необходимости выделения в нижней части разреза бассейна особой гидродинамической зоны, в которой пластовые давления формируются под воздействием процессов уплотнения глинистых пород чехла, тектонических напряжений и восходящей миграции флюидов из фундамента бассейна [2, 24], в настоящее время не могут быть реализованы в общей схеме гидродинамической зональности бассейнов платформенного типа. Как было указано выше, в ряде артезианских бассейнов при значительной мощности пород чехла (до 5 км) практически отсутствуют проявления АВПД, которые рассматриваются как основной показатель наличия такой зоны; имеющиеся данные свидетельствуют о том, что зоны с резким проявлением такого режима обычно узко локальны и не оказывают влияния на формирование региональной гидродинамики бассейна в целом. В ряде случаев даже зоны с установленным поступлением глубинных флюидов не проявляются как участки со сколь-нибудь заметной аномальностью пластовых давлений.

Необходимость выделения в нижней части разреза особой зоны, гидродинамический и гидрогеохимический режимы которой в решающей мере определяются условиями на нижней границе бассейна, очевидна, но до настоящего времени такое выделение не обеспечено фактическим количественным материалом.

В реальных артезианских бассейнах положение границ гидрогеологических этажей и гидродинамических зон, определяемое

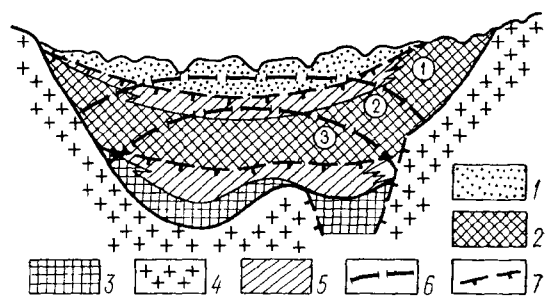


Рис. 32. Схема соотношения гидрогеологических этажей и гидродинамических зон артезианского бассейна платформенного типа. Цифрами в кружках даны номера гидродинамических зон.

Водоносные горизонты и комплексы гидрогеологических этажей бассейна: *1* — первого, *2* — второго, *3* — третьего, *4* — четвертого (породы обрамления и фундамента); *5* — слабопроницаемые разделяющие толщи; *6* — границы гидродинамических зон; *7* — границы гидрогеологических этажей

прежде всего их структурными условиями и строением разреза, может в значительной степени отличаться от рассмотренной выше принципиальной схемы. В центральной части бассейна положение нижней границы зоны интенсивного водообмена в решающей степени обусловлено строением разреза первого этажа, и мощность ее, как правило, не превышает 400 м. В краевой части структуры, в зависимости от ее строения, мощность зоны интенсивного водообмена может достигать 800 м и более (юго-восточный борт Чулымского бассейна, Притиманская часть Печорского и др.). В то же время на других участках периферии бассейна мощность верхней гидродинамической зоны может также не превышать 300 м (см. рис. 25). Ширина участков с условиями интенсивного водообмена в отложениях второго этажа в реальных условиях изменяется от десяти до нескольких сотен километров. При трансгрессивно-закрытом строении периферии бассейна зона интенсивного водообмена в отложениях второго гидрогеологического этажа может практически отсутствовать (наличие только внешней области питания).

Ширина переходной зоны с условиями затрудненного водообмена в отложениях второго этажа также сильно зависит от структурных особенностей конкретных участков бассейна, изменяясь от 10 до 200 км и более (Восточно-Предкавказский, Прикаспийский бассейны, Западно-Сибирская область и др.) (см. рис. 25). При отсутствии зоны затрудненного водообмена в отложениях первого этажа центральных районов структуры вторая гидродинамическая зона может выклиниваться с удалением от периферии к погруженному центру бассейна. В пределах зоны весьма затрудненного водообмена структура потоков (в плане) может быть и относитель-

но простой, и чрезвычайно сложной, отражающей положение участков и структур с наличием АПД, зон локальной сосредоточенной разгрузки и т. д. (см. гл. 7).

Анализ положения границ гидродинамических зон в разрезе реальных структур (Волго-Камский бассейн, Западно-Сибирская область и др.) показывает, что с этими границами в ряде случаев теснейшим образом связаны общие закономерности изменения минерализации и химического состава подземных вод, что качественно свидетельствует о возможности выделения гидродинамических зон по комплексу гидрогеохимических показателей [2].

Гидрогеохимические показатели гидродинамической зональности бассейна

Классические представления о формировании гидрогеохимических условий (зональности) структур различного типа всегда исходили из предпосылок об их тесной связи с закономерностями региональной динамики подземных вод на различных уровнях геологического разреза литосферы [21, 27].

Изложенные выше основные положения теории формирования подземного стока в артезианских структурах платформенного типа позволяют рассмотреть эту связь применительно к различным этажам и зонам бассейна. В разрезе первого этажа бассейна формирование гидрогеохимических закономерностей разреза обусловлено местным характером процессов подземного стока.

В условиях нормального и избыточного увлажнения (гумидная обстановка) зона интенсивного водообмена первого этажа характеризуется преобладающей ролью процессов *выщелачивания* [35, 37], что при отсутствии легкорастворимых соединений определяет формирование преимущественно пресных гидрокарбонатных вод.

Наличие в разрезе первого гидрогеологического этажа подземных вод иного (не HCO_3) состава с повышенной минерализацией может быть связано со следующими основными причинами: 1) с сохранением (наличием) в разрезе этажа относительно легко растворимых соединений; 2) с формированием подземных вод в условиях местного затрудненного водообмена (вторая гидродинамическая зона); 3) с поступлением в водоносные горизонты первого этажа минерализованных вод из нижних частей чехла; 4) с загрязнением грунтовых вод.

Присутствие в разрезе первого этажа относительно легкорастворимых соединений (преимущественно $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, $CaSO_4$ и др.) может быть связано прежде всего с распространением гипс-ангидритовых толщ, а также лагунных, красноцветных отложений и других формаций с рассеянной сульфатной минерализацией или с вторично загипсованными толщами горных пород.

В условиях распространения загипсованных толщ (рассеянная сульфатная минерализация) наличие или отсутствие подземных

вод сульфатного состава непосредственно связано с формированием и распределением величин подземного стока (табл. 17).

Результаты расчетов при всей их условности (возможное изменение модулей стока во времени, неравномерное распределение в плане и т. д.) показывают, что даже при относительно высокой (до 10 %) первоначальной загипсованности разреза для зон избыточного и умеренного увлажнения (средние зональные значе-

Таблица 17

Содержание гипса (ангидрита) в породах первого гидрогеологического этажа и вынос растворенных веществ с подземным стоком

Содержание $CaSO_4$ и $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ при плотности 2,64 г/см³		Химический вынос в расчете на четвертичный период (при SO_4 1,0 г/л и Ca 0,5 г/л и минерализации воды 2,2—2,3 г/л)	
Относительное, %	Абсолютное, т (m=300 м; F=1 км²)	Модуль подземного стока, л/(с·км²)	Химический вынос, т/км²
2,0	$1{,}58 \cdot 10^7$	0,1	$0{,}47 \cdot 10^7$
10,0	$7{,}90 \cdot 10^7$	0,3	$1{,}41 \cdot 10^7$
50,0	$39{,}5 \cdot 10^7$	0,5	$2{,}35 \cdot 10^7$
		1,0	$4{,}72 \cdot 10^7$
		2,0	$9{,}4 \cdot 10^7$

ния модулей подземного стока соответственно 2,2—2,9 и 2,2—2,6 л/(с·км²) (см. табл. 10) в настоящее время не может быть характерно широкое распространение сульфатных вод с минерализацией до 2,0 г/л и более. Кроме того, даже для пород с относительно невысокой общей загипсованностью (2—3 %) при уменьшении средних значений модуля подземного стока в результате проявления широтных климатических факторов или ухудшения условий водообмена сохраняются возможности формирования и широкого распространения в разрезе первого этажа подземных вод сульфатного состава.

В условиях зоны затрудненного водообмена верхнего этажа бассейна формирование подземного стока связано прежде всего с процессами вертикальной (межпластовой) фильтрации. Закономерности формирования химического состава подземных вод определяются здесь, с одной стороны, проницаемостью разделяющих слоев, от которой зависит распределение величин подземного стока и сроков водообмена, т. е. объемы и темпы поступления растворителя, и с другой — составом комплекса слабопроницаемых и самих водовмещающих пород, являющихся генетическим источником растворенного вещества *. При этом неравномерность распределения величин местного питания, связанная

* В данном случае наиболее важен именно водорастворимый комплекс слабопроницаемых пород разреза, где существует возможность длительного хранения легкорастворимых соединений.

с фильтрационной неоднородностью слабопроницаемых пластов, даже при относительно однородном строении разреза определяет формирование в зоне затрудненного водообмена первого этажа (HCO_3, SO_4, Cl) подземных вод различного химического состава, а также изменение величин минерализации на коротких расстояниях на порядок и более [35, 37].

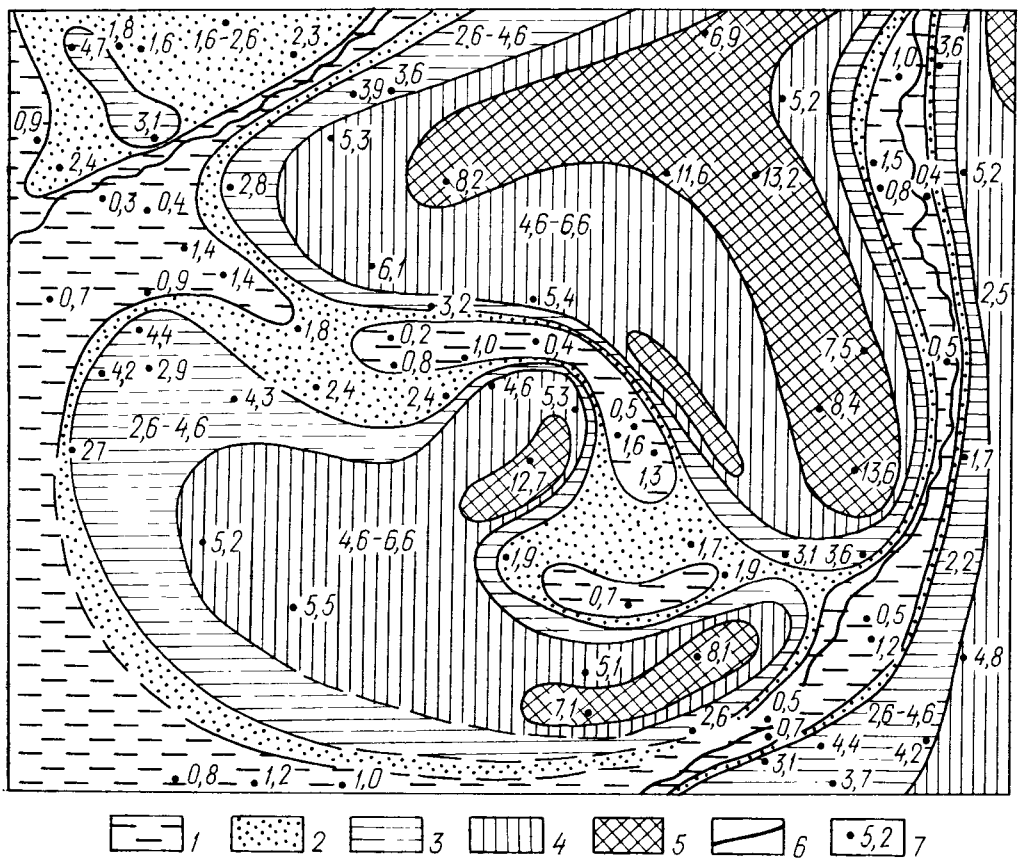


Рис. 33. Карта распределение величин минерализации подземных вод опокового (P_2) комплекса южной части Тобольского бассейна (по М. А. Всеволожской, 1972).

Минерализация подземных вод (г/л): *1* — менее 1,6; *2* — от 1,6 до 2,6; *3* — от 2,6 до 4,6; *4* — от 4,6 до 6,6; *5* — более 6,6; *6* — границы участков с различной минерализацией подземных вод; *7* — скважина (цифрами указана величина минерализации подземных вод, г/л)

Типичным примером подобных условий является палеоцен-эоценовый (опоковый) комплекс Тобольского бассейна. В отложениях комплекса на расстояниях в несколько километров минерализация подземных вод меняется от менее 1,0 до 10 г/л и более при изменении состава от HCO_3-Ca до SO_4-Cl-Na и Cl-Na [10, 35]. Фрагменты потока, связанные с участками интенсивного питания, образуют в пределах междуречий линзы, пятна и полосы слабоминерализованных вод различного химического состава, формирование которых обусловлено смешением их с водами соседних участков (рис. 33).

При наличии достаточного количества гидрогеохимического материала участки с аналогичными условиями формирования состава подземных вод верхнего гидрогеологического этажа могут быть выявлены в пределах практически всех артезианских бассейнов гумидной зоны [10].

В тех случаях, когда в нижней части первого этажа (в зоне затрудненного водообмена) залегают гипс-ангидритовые или в значительной степени загипсованные породы, здесь формируются преимущественно сульфатные и хлоридно-сульфатные воды с минерализацией до 7 г/л, реже более (см. выше).

В областях с аридным и полуаридным климатом (зона недостаточного увлажнения) в качестве основного процесса формирования химического состава грунтовых вод, а также межпластовых вод верхнего гидрогеологического этажа обычно рассматривается процесс континентального засоления [10, 35, 37]. Однако этот процесс определяет формирование минерализованных (в ряде случаев высокоминерализованных — до 50 г/л и более) вод только в первом от поверхности грунтовом водоносном горизонте на участках его неглубокого залегания. Наличие высокоминерализованных грунтовых вод обусловливает типичную для аридных территорий инверсию гидрогеохимического разреза верхнего гидрогеологического этажа, которая обычно связывается с существованием регионального притока из областей интенсивного питания подземных вод, что противоречит основной гидродинамической схеме верхнего этажа бассейна (см. гл. 5). При местном характере питания и стока все междуречные (возвышенные) участки территории с относительно глубоким залеганием уровня грунтовых вод должны рассматриваться как участки, где основным процессом формирования химического состава является выщелачивание. При низких зональных значениях модуля местного питания (0,1—0,3 л/(с·км^2)) глубоко залегающие грунтовые и межпластовые горизонты участков питания характеризуются преимущественным распространением HCO_3-SO_4, SO_4, Cl-SO_4 вод с минерализацией от менее 1,0 до 5,0 г/л и более [10].

В пределах участков разгрузки при нормальном соотношении напоров подземных вод в пластовой системе верхнего этажа отсутствуют условия для засоления межпластовых вод, поскольку основной вид движения здесь — вертикальная восходящая фильтрация.

Повышенная минерализация подземных вод всего разреза верхнего этажа в областях разгрузки может быть связана прежде всего с особенностями гидродинамических условий (с отсутствием слабопроницаемых слоев, с наличием в пределах области разгрузки и испарения грунтовых вод локальных участков нисходящей фильтрации в межпластовые горизонты, существованием сезонных инверсий разгрузки межпластовых вод в периоды интенсивного увлажнения и т. д.).

Как в гумидных, так и в аридных условиях одним из широко распространенных процессов формирования подземных вод с повышенной минерализацией в разрезе первого этажа является сме-

шение с разгружающимися водами нижних этажей чехла. Существование аномалий состава и минерализации подземных вод первого этажа, связанных с этим процессом, установлено по большинству артезианских бассейнов платформенного типа [9, 10, 37]. Наиболее интенсивные проявления подобных гидрогеохимических аномалий характерны для артезианских бассейнов, в которых относительно неглубоко распространены мощные толщи галогенных осадков (Волго-Камский, Днепровско-Донецкий, Верхне-Ленский и др.).

Во втором и третьем гидрогеологических этажах разреза осадочного чехла основной закономерностью является постепенное снижение интенсивности процессов подземного стока и водообмена в направлении от краевой зоны к центру бассейна (см. гл. 6). Эта закономерность обусловливает, с одной стороны, характер воздействия гидродинамического фактора на формирование состава подземных вод, а с другой — постепенное уменьшение его влияния.

В пределах периферии бассейна (зона интенсивного водообмена второго этажа) закономерности изменения минерализации и состава подземных вод определяются главным образом типом ее строения (см. гл. 3), а также минералого-геохимическим комплексом водоносных и слабопроницаемых пород. В соответствии с их изменением уже непосредственно в краевой зоне бассейна возможно формирование подземных вод HCO_3, SO_4, $Cl\text{-}SO_4$ состава с минерализацией от менее 1,0 до 10 г/л и более (периферии структурно-закрытого типа, наличие в разрезе гипс-ангидритовых толщ и т. д.).

В зоне затрудненного водообмена второго этажа (краевая область разгрузки) проявление гидродинамического фактора определяется постепенным сокращением расходов латеральных потоков в направлении к внутренней области бассейна и формированием вертикальной восходящей разгрузки напорных вод. Сокращение интенсивности латерального стока и увеличение сроков водообмена (до нескольких миллионов лет) на внутренней границе зоны обусловливают постепенное уменьшение степени промытости разреза (сохранение легкорастворимых соединений в минералого-геохимическом комплексе водоносных и слабопроницаемых пород, наличие поровых растворов седиментационного генезиса и т. д.). С этим, в свою очередь, связано относительное (к единице объема стока) возрастание роли процесса выщелачивания, который в условиях этой зоны может быть ограничен только содержанием растворимой фазы или (при избытке ее) пределом растворимости основных соединений.

В связи с изложенным в пределах рассматриваемой зоны минерализация подземных вод постепенно возрастает от менее 1,0 (2—5 г/л и более при наличии соединений SO_4, Cl) до значений, характерных для внутренней, наиболее погруженной области бассейна.

Вторым гидродинамическим процессом, обусловливающим постепенное увеличение минерализации в зоне затрудненного водообмена второго этажа, является формирование вертикальной восходящей разгрузки напорных вод из нижних элементов разреза, наличие которой является особенностью рассматриваемой зоны.

Приток менее минерализованных вод, формирующихся, например, в трещиноватой зоне пород обрамления и фундамента, рассматривается в ряде случаев как основной фактор опреснения регионального потока подземных вод и формирования гидрогеохимической инверсии в краевой зоне бассейна [10, 31]. Но такой механизм опреснения подземных вод зоны затрудненного водообмена, за исключением участков, непосредственно примыкающих к склонам складчатого обрамления, представляется мало вероятным, поскольку формирование интенсивного притока по проницаемым зонам фундамента следует рассматривать главным образом как узко локальный фактор.

Комплексное влияние перечисленных факторов и относительная роль каждого из них определяют большое разнообразие состава и минерализации подземных вод различных бассейнов и даже отдельных участков единого бассейна. В соответствии с этим в качестве единственной общей закономерности, характерной для зоны затрудненного водообмена второго этажа бассейна, следует рассматривать постепенное (но далеко не всегда равномерное) увеличение минерализации подземных вод в направлении от краевой зоны питания к центру бассейна.

Изложенные представления о формировании химического состава подземных вод в зоне затрудненного водообмена второго этажа являются в значительной степени механистическими, поскольку здесь рассматривается главным образом роль гидродинамического фактора. Реальные условия значительно более сложны, так как сочетание структурного и гидродинамического факторов определяет существование именно здесь основного зонального геохимического барьера разреза чехла, на котором окислительная обстановка, характерная для краевой зоны питания, сменяется восстановительными условиями внутренней области бассейна.

Наличие геохимического барьера обусловливает проявление (изменение направленности) ряда химических, физико-химических, биохимических процессов, влияние которых в значительной степени усложняет и изменяет картину, формирующуюся под воздействием гидродинамического фактора.

Термин барьер в данном случае используется условно, так как различное положение барьера в каждом горизонте и слое разреза, конфигурация в плане, изменения его положения в различные этапы геологической истории структуры и гидродинамическое взаимодействие элементов вертикального разреза определяют, по сути дела, существование весьма широкой переходной геохимической зоны. В то же время эта зона может рассматриваться и в качестве своеобразного гидродинамического барьера,

поскольку за ее пределами (внутренняя область бассейна) процесс подземного стока уже не играет решающей роли в формировании состава подземных вод.

В зоне весьма затрудненного водообмена (внутренняя область бассейна, второй и третий этажи) роль гидродинамического фактора в формировании состава подземных вод резко снижается за счет сокращения расходов латерального притока. Отсутствие данных о внутриструктурном распределении величин подземного стока не позволяет рассматривать этот вопрос на основе количественных построений. Можно предполагать, что с точки зрения динамики водных масс этой гидродинамически закрытой области бассейна наибольший интерес будет представлять межпластовое движение подземных вод. С одной стороны, наличие такого движения (с учетом возможных изменений его знака в течение геологического времени) должно приводить к постепенному выравниванию состава и минерализации подземных вод в различных элементах пластовой системы, с другой — наличие межпластовых связей является основной причиной формирования гидрогеохимических аномалий различного знака. В то же время уменьшение воздействия гидродинамического фактора резко увеличивает относительную роль в формировании состава подземных вод различных медленных процессов, проявление которых возможно в глубоких частях разреза чехла (диффузия, осмос, дегидратация горных пород, диагенетические и катагенетические процессы, биохимические реакции, поступление глубинных флюидов и др. [9, 37].

Таким образом, химический состав и минерализация подземных вод в двух верхних зонах разреза чехла в значительной степени определяются воздействием гидродинамического фактора, причем в ряде случаев эта связь проявляется достаточно четко. Можно считать, что и в зоне весьма затрудненного водообмена эта связь сохраняет свое значение, поскольку основные гидрогеохимические закономерности здесь обусловлены прежде всего отсутствием интенсивного воздействия гидродинамического фактора.

В соответствии с этим связь химического состава и минерализации подземных вод (гидрогеохимическая зональность) с гидродинамической зональностью рассматривается в качестве одного из важнейших критериев обоснования последней [10, 21, 37]. Эта идея в наиболее правильной постановке впервые высказана Ф. А. Макаренко, который считал, что вертикальные гидродинамические зоны разреза характеризуются различными геохимическими условиями, что и определяет различие процессов формирования химического состава подземных вод (основные процессы, их интенсивность, направленность, относительную роль и т. д.). Дальнейшее развитие эта идея получила в работах Н. К. Игнатовича, К. В. Филатова, С. А. Шагоянца, Е. В. Посохова и др. Делаются попытки рассматривать в качестве общих критериев выделения гидродинамических зон конкретные значения минерализации и типы химического состава подземных вод.

В то же время имеющиеся материалы показывают, что даже для условий одного артезианского бассейна конкретные гидрогеохимические показатели гидродинамических зон могут меняться в чрезвычайно широком диапазоне. При сравнении гидрогеохимических разрезов различных артезианских структур пределы изменения количественных и качественных критериев становятся еще более широкими [10]. Поэтому, вероятно, нельзя считать, что гидродинамическим зонам (разреза чехла) в общем случае соответствуют определенные гидрогеохимические зоны [2], если понимать под зональностью конкретные изменения минерализации и химического состава подземных вод.

Как считают Т. П. Афанасьев, Г. Ю. Валуконис, А. К. Ходьков и другие исследователи, наиболее четким показателем положения гидродинамических зон разреза может быть характер изменения кривой минерализации подземных вод с глубиной [2] *. Однако в этом случае ни ширина переходных зон, ни их конфигурация не будут «... тривиальным образом зависеть от угла падения водоносного пласта...» [2, с. 227], поскольку интенсивность проявления гидродинамического фактора обусловлена прежде всего характером изменения геофильтрационных свойств разреза, определяющих и интенсивность латерального потока, и условия межпластового взаимодействия подземных вод.

Таким образом, говорить в настоящее время о гидрогеохимических показателях (закономерностях), характерных для различных гидродинамических зон артезианского бассейна, можно весьма условно и с обязательным учетом (для двух верхних зон) состава геологической среды и географических условий современной поверхности бассейна (табл. 18). В таблице в качестве наиболее общих гидрогеохимических показателей гидродинамической зональности рассматриваются макрокомпонентный состав (преобладающие ионы) и величины минерализации подземных вод, что по мнению автора, необходимо и достаточно для целей настоящей работы. Однако совершенно очевидно, что при наличии фактического материала в качестве гидрогеохимических показателей могут использоваться также закономерности распределения в разрезе характеристик газового состава, гидрогеохимические коэффициенты, данные по микрокомпонентному и изотопному составу, содержанию органического вещества и т. д. [2].

Гидродинамическая модель бассейна

Артезианские бассейны платформенного типа как гидродинамические системы являются одними из наиболее сложных гидрогеологических объектов литосферы. Эта сложность определяется прежде всего следующими объективными причинами: 1) раз-

* В этом случае использование величины градиента минерализации представляется менее удобным, так как его значения в различных условиях могут меняться весьма сильно.

Таблица 18

Некоторые гидрогеохимические показатели (закономерности), характерные для различных гидродинамических зон артезианских бассейнов платформенного типа

Этажи	Зона интенсивного водообмена	Зона затрудненного водообмена	Зона весьма затрудненного водообмена
Первый	Окислительная обстановка разреза Воды преимущественно HCO_3-Ca(Mg-Ca) состава с минерализацией менее 0,1 г/л (гумидная зона) Воды SO_4; (HCO_3-SO_4; Cl-SO_4) состава с минерализацией до 3,0 г/л (на участках распространения гипс-ангидритовых или интенсивно загипсованных пород) Воды пестрого состава и минерализации с нормальным и инверсионным типом гидрогеохимического разреза с характерным для пониженных участков распространением Cl и SO_4-Cl вод высокой минерализации (аридные и полуаридные условия) Воды Cl (SO_4-Cl) состава, как правило, невысокой (1,0—3,0 и более г/л) минерализации (на участках разгрузки глубоких напорных вод)	Слабовосстановительная и восстановительная обстановка (на участках интенсивного питания — окислительная) Местный (внутри речных бассейнов) характер изменения состава подземных вод с минерализацией от менее 1,0 до 10 г/л и более Воды SO_4 (Cl-SO_4; SO_4-Cl) состава с минерализацией до 15 г/л и более на участках распространения гипс-ангидритовых пород при наличии или сохранении легкорастворимых соединений в минералого-геохимическом комплексе слабопроницаемых пород Инверсионный тип гидрогеохимического разреза на участках интенсивного континентального засоления грунтовых вод (внутренние области бассейна в аридных и полуаридных условиях)	
Второй	Окислительная и переходная обстановка разреза Воды HCO_3Ca (Mg-Ca) состава с минерализацией менее 1,0 г/л (гумидная зона) Воды SO_4 (SO_4-Cl) состава с минерализацией до 5,0 г/л (на участках распространения гипс-ангидритовых или интенсивно загипсованных пород)	Слабовосстановительная и восстановительная обстановка Региональный характер изменения состава и минерализации (постепенное увеличение) подземных вод в направлении от периферии к центру бассейна Воды HCO_3Na (содовые) состава с минерализацией до 1,5 г/л в периферийной зоне бассейна	Восстановительная обстановка Преимущественное распространение подземных вод Cl состава с минерализацией, возрастающей до верхнего предела (для каждого конкретного бассейна) Наличие локальных в масштабе бассейна гидрогеохимических аномалий различного типа, формирующихся в связи с воздействием глубинных факторов и процессов

мерами бассейна в плане, достигающими в ряде случаев $h \cdot 10^5$—$h \cdot 10^6$ км^2; 2) сложным геологическим строением разреза с присутствием различных литофациальных типов горных пород, диапазон изменения фильтрационных свойств которых в общем случае может достигать 10 порядков и более; 3) многообразием процессов формирования фильтрационной неоднородности пород чехла и их чрезвычайно сложным взаимодействием в различные этапы геологической истории конкретных структур; 4) наличием многочисленных естественных границ системы с существенно различными гидродинамическими условиями на них.

Любые геофильтрационные задачи для бассейна в целом или для крупных фрагментов бассейна практически всегда решаются при резко недостаточном объеме и малой достоверности исходного фактического материала. Кроме того, влияние многих факторов (процессов тектогенеза, поступления глубинных флюидов и др.), определяющих региональную динамику прежде всего глубоких подземных вод, при современном состоянии изученности практически не поддается количественной оценке. Все это, казалось бы, определяет необходимость самого широкого использования методов моделирования геофильтрации, прежде всего в разведочной или тестовой постановке для факторно-диапазонных оценок, в задачу которых входит выявление значимости влияния различных гидрогеологических факторов и параметров на региональную динамику подземных вод бассейна [7]. Однако методика и принципы использования методов моделирования для изучения процессов региональной геофильтрации таких крупных объектов, как артезианские бассейны платформ, разработаны в настоящее время явно недостаточно.

На наш взгляд, подобное положение связано с тем, что до настоящего времени практически отсутствуют даже единые принципы составления (обоснования) гидрогеологической схемы бассейна, если включать в это понятие определение положения границ и их типов, расчленение разреза, распределение параметров, характеристику условий питания и разгрузки подземных вод и т. д. [7, 30].

В подавляющем большинстве случаев представления о региональной динамике подземных вод бассейна формируются на основе использования масштабных геологических моделей (разрезы, структурные карты и т. д.), или моделей результатов процесса, в качестве которых можно рассматривать карты и схемы распределения напоров в водоносных горизонтах и комплексах бассейна.

Действительно, распределение напоров подземных вод в пластовой системе бассейна рассматривается как основной фактор формирования региональной гидродинамики. Однако сама картина распределения напоров (карты, схемы и т. д.) является лишь моделью результата процесса, вернее, совокупности процессов движения подземных вод в пластовой системе бассейна. Расшифровка такой модели без учета совместного влияния многих процессов, а также изменения во времени и пространстве свойств гео-

фильтрационной среды, граничных условий и т. д. неизбежно приводит к неполным, а в ряде случаев и неверным представлениям.

В качестве основных (качественных) гидродинамических схем пластовой системы артезианских структур платформенного типа обычно рассматриваются: 1) схема с классическим артезианским движением подземных вод, определяемым разностью напоров в областях питания и разгрузки; 2) схема с формированием элизионного (обратного) движения пластовых вод; 3) схема движения пластовых вод с перетеканием.

В настоящее время совершенно очевидно, что при обосновании гидродинамической модели бассейна основной является схема с перетеканием, так как выше было показано, что именно в результате процессов перетекания формируются основные объемы питания и разгрузки подземных вод первого гидрогеологического этажа и разгрузка напорных вод второго этажа бассейна. Схемы с артезианским и элизионным типами движения пластовых вод должны рассматриваться как частные случаи, которые не могут быть характерны для структуры бассейна в целом. Вероятно, можно считать, что само принятие схемы с перетеканием свидетельствует о том, что элизионный характер движения может иметь место только на локальных участках, так как две схемы взаимно исключают друг друга.

В оценках по схемам с артезианским и элизионным типами движения пластовых вод чаще всего используются только представления о граничных условиях потоков (т. е. о величинах напоров или давлении в двух точках потока — в областях питания и разгрузки) *. В отличие от этого, реализация схемы с перетеканием принципиально невозможна без учета распределения свойств геофильтрационных сред.

Реализация геофильтрационной модели артезианского бассейна возможна только путем дискретного моделирования поля фильтрации, так как при создании сплошной модели требование геометрического подобия природного объекта и модели практически невыполнимо из-за несоизмеримости размеров бассейна и мощности отложений платформенного чехла **.

В связи с этим следует считать необоснованными предложения о создании физических моделей бассейна с использованием капилляров, трубок и плоских сосудов, расположение которых соответствует положению слоистости [2]. В этом случае из-за несоблюдения принципа геометрического подобия возникают неверные представления о роли в процессах движения показателя прогнутости сосудов, прямого влияния глубин эрозионного вреза и т. д. Кроме того, размеры неоднородности, задаваемые на подобных моделях, оказываются соизмеримыми с размерами бассейна в целом.

С учетом изложенного основными вопросами обоснования модели бассейна платформенного типа являются:

---

* Во всяком случае, все качественные построения, особенно при элизионном характере движения, основаны именно на этом.

** Практически все масштабные модели бассейна составляются при отношениях вертикального и горизонтального масштабов 1 : 100 и 1 : 1000.

1) схематизация разреза бассейна с выделением водоносных и слабопроницаемых элементов разреза;

2) обоснование распределения фильтрационных параметров выделенных элементов разреза, при этом одной из важнейших является задача выделения и характеристики локальных участков и зон с относительно повышенной субвертикальной проницаемостью разреза ($K_в \geqslant K_л$);

3) обоснование условий на границах системы; современная или древняя поверхность бассейна, условные боковые границы, нижняя граница (граница чехла и фундамента структуры);

4) выделение и характеристика участков с возможным формированием внутренних (элизионных) источников питания подземных вод, а также локальных участков с возможным притоком из пород фундамента.

В самом простом виде модель артезианского бассейна может быть реализована на основе выделения гидрогеологических этажей разреза платформенного чехла (см. рис. 32). При обосновании подобной модели гидрогеологические этажи разреза могут рассматриваться как элементы чехла с преимущественно латеральным движением подземных вод, регионально выдержанные слабопроницаемые толщи — как элементы с вертикальной фильтрацией между этажами. Тем самым вертикальный разрез чехла сводится к относительно простой трехпластовой модели, реализация которой не представляет особых трудностей.

Естественно, что подобное расчленение в значительной мере условно, так как в реальных структурах каждый гидрогеологический этаж чаще всего представляет собой сложную совокупность водоносных горизонтов и слабопроницаемых пластов. Реализация этих условий возможна при последующих этапах решения (в более крупном масштабе), выполняемых для отдельных фрагментов или для разреза одного из этажей бассейна.

Характеристика распределения параметров (K, T, μ и др.) геофильтрационных сред представляет собой одну из наиболее сложных задач при обосновании модели бассейна в целом. Эта задача с использованием всего объема имеющегося фактического материала может успешно решаться, по нашему мнению, только на основе общегеологических представлений о региональных закономерностях распределения свойств геофильтрационных сред различного типа (см. гл. 3). Однако и в этом случае в связи с недостатком данных о распределении фильтрационных параметров водоносных (и, что особенно важно, слабопроницаемых) пород соответствие модели бассейна природному объекту не может быть оценено с необходимой достоверностью.

Единственно возможным способом проверки в этом случае является оценка соответствия распределения напоров (пластовых давлений) в контрольных точках объекта и модели. Однако в таких сложных природных бассейнах, как артезианские бассейны платформ (или крупные фрагменты их), распределение пласто-

вых давлений и несоответствие их натурных и модельных значений могут определяться существенно различными причинами [7].

В связи с изложенным изучение региональной динамики артезианских бассейнов с применением методов моделирования (научно-исследовательские задачи) наиболее рационально выполнять путем решения тестовых задач в факторно-диапазонной постановке с исследованием структуры потоков (распределение напоров, сетка расходов и др.) при реально возможном (широком) диапазоне изменения фильтрационных параметров водоносных и слабопроницаемых пород.

Полученные при этом решения могут быть сведены в три основные группы.

1. Общие решения, получаемые при всех рассмотренных (реальных) вариантах, которые в этом случае могут считаться достоверными (направления движения подземных вод, положение основных границ региональных потоков и др.).

2. Оптимальные результаты, полученные при наиболее реальном варианте распределения фильтрационных параметров, которые условно могут быть использованы для количественных оценок движения подземных вод (скорости, расходы и др.). Именно такие варианты применяют обычно для решения практических задач даже в тех случаях, когда соответствие модели природному объекту не может быть оценено строго.

3. Аномальные результаты, получаемые при некоторых (мало реальных) распределениях параметров области фильтрации. Подобные результаты, как правило, требуют дополнительных проверок с целью получения более достоверных оценок.

Положение участков и зон с возможными аномальными ($K_в > K_л$ и др.) значениями фильтрационных параметров разреза (водоносные, слабопроницаемые породы) можно установить только предположительно на основе использования структурных карт или геофизических материалов и главным образом — данных о проявлении гидродинамических, гидрогеохимических и гидротермических аномалий.

Верхняя гидродинамическая граница модели наиболее важна, так как характер и степень связи с этой границей определяют основные закономерности регионального движения подземных вод в разрезе платформенного чехла. При моделировании современной гидродинамической обстановки (стационарные условия) на этой границе может быть принято условие постоянного напора $[H=f(x, y)]$, (где x, y — координаты точки), величина которого определяется положением свободного уровня грунтовых и поверхностных вод *.

При моделировании нестационарной фильтрации в расчете на геологически длительные периоды времени верхняя граница бас-

* Внутригодовые изменения положения уровня грунтовых и поверхностных вод, возможно, решающие с точки зрения динамики подземных вод верхних горизонтов, не имеют существенного значения при моделировании фильтрации во втором и третьем этажах бассейна.

сейна является границей с условием $[H=f(x, y, t)]$, (где t — время), которое позволяет учесть положение участков с различным знаком и амплитудой тектонических движений, развитие или перестройку гидрографической сети и т. д.

Задание на верхней границе бассейна принятых условий при определенных параметрах разреза и влиянии других границ бассейна приводит к аналогичному распределению напоров в пределах всех трех этажей бассейна, т. е. к появлению пьезомаксимумов, совпадающих с основными водоразделами стока, и пьезоминимумов, совпадающих с крупными дренами. В силу симметрии потока такие участки могут рассматриваться как непроницаемые границы бассейна или его крупных фрагментов. Выяснение положения подобных границ при различных соотношениях параметров водоносных и слабопроницаемых пород (факторно-диапазонные оценки) — одна из важнейших задач исследования региональной динамики реальных артезианских структур.

Структурные боковые границы бассейна различного типа и порядка по своим условиям всегда являются границами, через которые возможен подземный водообмен с соседними структурно-гидрогеологическими элементами литосферы. В наиболее общем случае через такие границы формируется подземный приток из пород складчатого обрамления бассейна. Распределение величин притока контролируется изменением фильтрационных параметров разреза, и максимальные значения расхода в большинстве случаев характерны для верхней трещиноватой зоны пород складчатого обрамления. В соответствии с этим структурные границы бассейна в общем случае являются границами с постоянным расходом $[Q=f(x, y)]$, или в расчете на геологически длительный период времени — с условием $[Q=f(x, y, t)]$.

Реализация этих условий на структурных (боковых) границах бассейна наиболее удобна через задание соответствующего распределения фильтрационных параметров разреза пород складчатого обрамления (верхняя трещиноватая зона, прогнозирование локальных зон с повышенной трещиноватостью разреза и т. д.) и распределения напоров подземных вод на склоне складчатого обрамления.

В то же время оценка гидродинамической роли боковых границ бассейна может проводиться с учетом рассмотренного выше распределения величин подземного стока в пределах внешней и внутренней областей питания (см. гл. 6). Условие $[H=f(x, y)]$ обязательно, если бассейн имеет периферию трансгрессивно-закрытого типа. На периферии структурно-закрытого и регрессивно-открытого типов боковая граница бассейна может быть принята непроницаемой.

Нижняя граница бассейна (по своему смыслу также структурная граница фундамента и чехла) представляет собой границу с условиями $[Q=f(x, y)$ и $Q=f(x, y, t)]$. Вероятно, для отрицательных структур платформ (артезианских бассейнов) это граница с ограниченным вертикальным притоком из пород фунда-

мента *. Исходя из типа геофильтрационной среды фундамента относительно значимые величины расхода на нижней границе бассейна могут быть связаны только с линейно-локальными зонами повышенной проницаемости пород фундамента. Однако в настоящее время возможный приток из пород фундамента не может быть количественно охарактеризован и задан в виде условий на границе даже приблизительно. Количественная оценка поступления флюидов по ослабленным зонам фундамента (участки интенсивной дислоцированности, зоны глубинных разломов и т. д.) должна рассматриваться в качестве одной из важнейших задач исследования гидродинамической структуры потоков в нижнем этаже бассейна, особенно при наличии в отдельных блоках нижнего этажа АПД, гидрогеохимических, гидрогеотермических и других аномалий.

Ниже в качестве примера приведен один из результатов (оптимальный вариант) решения профильной задачи для разреза Западно-Сибирской артезианской области (рис. 34). При постановке серии подобных задач в факторно-диапазонной постановке исследовались:

1) структура региональных потоков (распределение напоров) подземных вод во втором и третьем гидрогеологических этажах артезианской области;

2) положение границ зоны затрудненного водообмена во втором гидрогеологическом этаже бассейна;

3) структура потока в отложениях второго гидрогеологического этажа в Приенисейской части артезианской области и возможная гидродинамическая роль структурной границы области с Восточно-Сибирской платформой;

4) возможная роль локальных участков и зон с субвертикальным поступлением флюидов из пород фундамента в формировании структуры потоков во втором и третьем гидрогеологическом этажах.

Результаты решения (см. рис. 34 *б, в*) показывают, что движение подземных вод во втором гидрогеологическом этаже бассейна (при всех реальных соотношениях основных параметров области фильтрации) в решающей степени обусловлено положением основных дрен, в качестве которых должны рассматриваться широкие современные долины рек Оби, Иртыша и Тобола (южная часть области).

В центральной части области при наличии мощного регионального водоупора (P_3—K_2) влияние основных дрен и участков местного питания (основные междуречья) относительно слабо проявляется в распределении напоров подземных вод во втором гидрогеологическом этаже ($\Delta H < 10$ м), с чем могут быть связаны ошибки при построении пьезометрических карт по данным опробо-

* В том случае, если для разреза фундамента сохраняется распределение напоров, характерное для отложений чехла на участках разгрузки глубоких вод внутренней области бассейна.

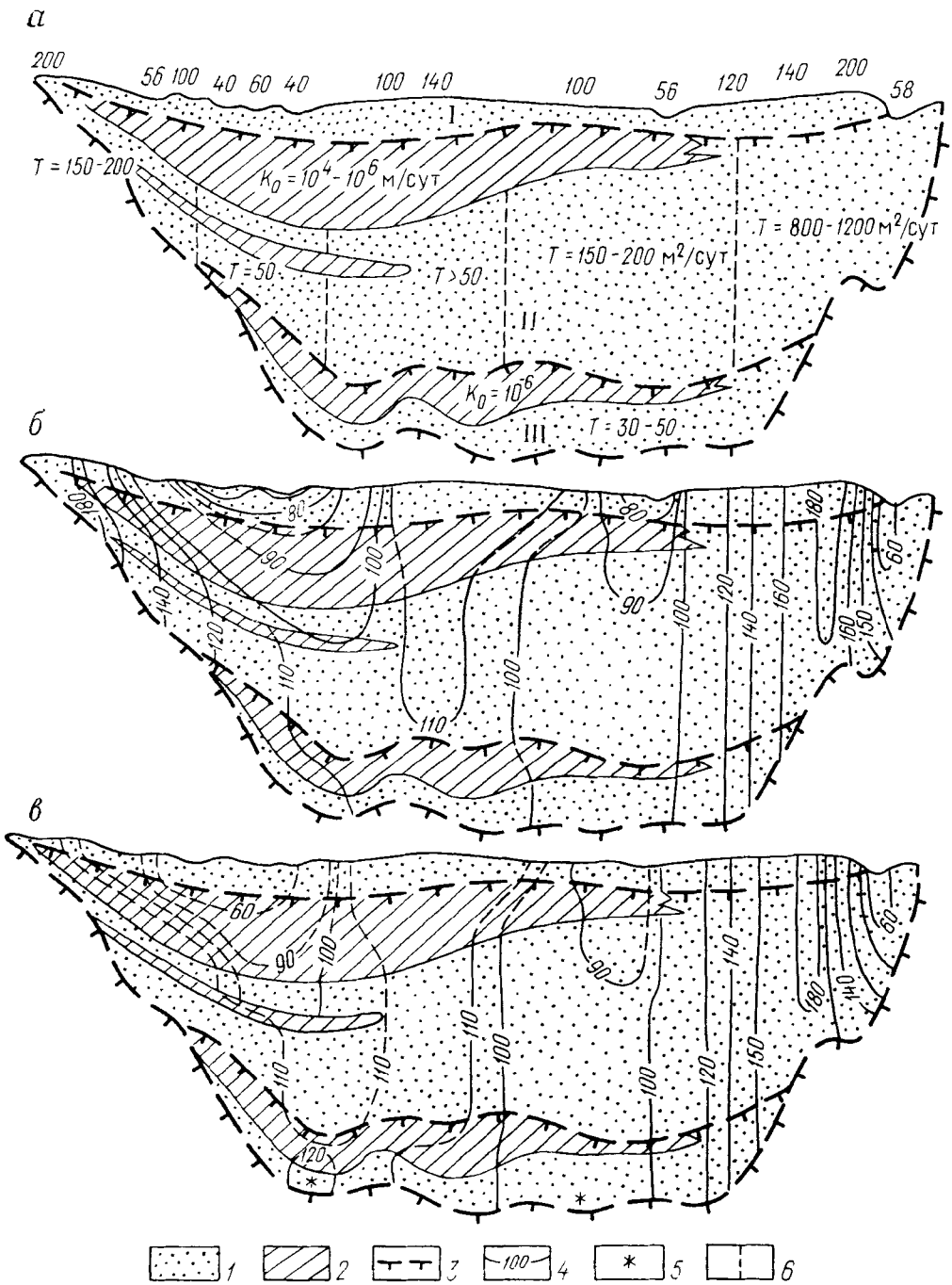


Рис. 34. Схема моделирования стационарной фильтрации в разрезе Западно-Сибирской артезианской области. Цифрами на рисунке даны величины напора на верхней границе бассейна (абс. отметки), м; римскими — номера гидрогеологических этажей:

а — схема модели; *б*, *в* — результаты решения. *1* — водоносные породы; *2* — разделяющие слабопроницаемые толщи; *3* — границы гидрогеологических этажей; *4* — изолинии напоров (абс. отметки) в разрезе платформенного чехла, м; *5* — участки с притоком флюидов из пород фундамента; *6* — границы зон с различной проводимостью разреза, м²/сут

вания глубоких скважин (например, см. рис. 21). Положение границ и ширина зоны затрудненного водообмена второго этажа существенно различны на западном (30—50 км) и восточном (150—200 км) бортах структуры.

Наличие на восточной границе Западно-Сибирской области крупной региональной дрены (долина р. Енисей) в сочетании со строением разреза определяет отсутствие подземного притока со стороны Восточной Сибири и приводит к формированию в восточной части плиты двух изолированных в современных условиях геогидродинамических систем, граница которых вероятно совпадает с орографическим водоразделом рек Оби и Енисея.

Наличие на нижней границе локальных участков со слабым (10^{-4}—10^{-5} л/(с·км^2)) притоком из пород фундамента не оказывает заметного влияния на распределение напоров подземных вод во втором и третьем гидрогеологических этажах. Однако при малой мощности и надежной изоляции третьего этажа существование подобных зон приводит к формированию участков со слабыми проявлениями АВПД (наличие подобных участков установлено в нижних частях разреза внутренней области Западно-Сибирской плиты [10].

Таким образом, при исследовании региональной динамики подземных вод артезианских бассейнов платформенного типа даже на основе простейшей модели при значительной неопределенности данных по распределению параметров водоносных и слабопроницаемых пород моделирование позволяет получить интересные результаты, которые в условиях слабой гидрогеологической изученности бассейна в целом не могут быть получены другим путем.

Применительно к рассмотренному примеру (Западно-Сибирская область) эти результаты убедительно подтверждают, что наличие и положение в разрезе бассейна трех гидрогеологических зон обусловлено строением разреза бассейна и условиями на его верхней гидродинамической границе. Характер движения подземных вод в этих зонах и распределение величин подземного стока (изменение расходов пластовых потоков) свидетельствуют о том, что при гидродинамическом районировании артезианского бассейна в плане в его пределах могут быть выделены: краевая зона питания, краевая (периферийная) зона разгрузки и внутренняя область бассейна как область с рассредоточенной разгрузкой подземных вод второго и третьего гидрогеологических этажей. Так называемая зона транзита артезианских вод в общей схеме гидродинамического районирования артезианского бассейна платформенного типа отсутствует. Изолированные участки с транзитным движением межпластовых напорных вод (с отсутствием или со слабым межпластовым взаимодействием), которые могут быть выделены в системе второго и третьего гидрогеологических этажей, при районировании бассейна в целом должны рассматриваться в качестве балансового исключения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Региональная динамика подземных вод и водный баланс артезианских бассейнов платформенного типа формируется под воздействием комплекса природных факторов, среди которых важнейшими являются современные физико-географические условия, форма и размеры геологической структуры, строение гидрогеологического разреза, распределение параметров водоносных и слабопроницаемых пород, а также гидродинамические условия на основных границах системы.

Строение гидрогеологического разреза бассейна платформенного типа определяет возможность выделения трех структурно-гидрогеологических этажей, которые могут рассматриваться как ярусы подземного стока с существенно различным характером распределения величин стока и сроков водообмена.

Основными факторами, определяющими условия формирования и распределения величин подземного стока и условия водообмена в первом этаже бассейна, являются: климат, рельеф, строение гидрогеологического разреза и распределение типов геофильтрационных сред; во втором — связь с верхней гидродинамической границей бассейна, изменение условий на этой границе, тип строения периферии бассейна и регионально-структурные закономерности распределения свойств водоносных и слабопроницаемых пород, определяющие наибольшую интенсивность процессов современного стока и водообмена в краевой зоне и резкое снижение ее в направлении к внутренней области бассейна; в третьем — наличие условий для формирования межпластовой субвертикальной локальной или рассредоточенной разгрузки напорных подземных вод.

Существующие в настоящее время методы количественных оценок и состояние гидрогеологической изученности обеспечивают получение достаточно обоснованных представлений о распределении величин подземного стока в первом гидрогеологическом этаже и в краевой части второго этажа платформенных бассейнов.

Достаточно подробно охарактеризованы связь распределения модуля и коэффициента подземного стока с широтной климатической зональностью и типами геофильтрационных сред, распределение величин подземного стока в разрезе первого и второго этажей, закономерности изменения сроков водообмена и т. д.

В условиях третьего гидрогеологического этажа современное состояние изученности не обеспечивает проведения достоверных количественных оценок при изучении региональных закономерностей движения глубоких подземных вод. В связи с этим большин-

ство построений и выводов являются качественными и в какой-то мере гипотетическими. Подобное положение связано с тем, что пока практически отсутствует обоснованная методика составления региональных схем распределения фильтрационных параметров водоносных, и, что особенно важно, слабопроницаемых пород нижних горизонтов бассейна, что неизбежно обусловливает невозможность использования при региональных оценках методов гидродинамических расчетов и моделирования. В соответствии с этим одной из важнейших задач дальнейших исследований следует считать разработку методики построения региональных схем распределения фильтрационных параметров глубоких горизонтов разреза на основе использования теоретических представлений о строении и развитии геологической структуры бассейна, закономерностях изменения свойств геофильтрационных сред различного типа и фактических данных по участкам глубокой разведки.

Исключительно важно также изучение условий на нижней гидродинамической границе бассейна, и прежде всего разработка методики количественной оценки притока флюидов из пород фундамента. Решение этой задачи в значительной степени определяет возможности исследования структуры потоков подземных вод третьего гидрогеологического этажа, разработку теории формирования химического состава глубоких вод, а также изучения роли процессов глубокого подземного стока в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абашев Ш. В., Решетникова Ю. Н.* О некоторых закономерностях в формировании коллекторских свойств карбонатных пород среднего карбона Пермского Прикамья. — Тр. Камского отд-ния ВНИГРИ, 1972, вып. 117, с. 199—209.

2. *Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 303 с.

3. *Всеволожский В. А.* Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1973, 88 с.

4. *Всеволожский В. А.* К теории вертикальной гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа. — Водные ресурсы, 1974, № 1, с. 160—169.

5. *Всеволожский В. А., Дюнин В. И.* О палеогидродинамических реконструкциях артезианских бассейнов. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. 1974, вып. 2, с. 28—39.

6. *Всеволожский В. А., Бурова Н. Н., Дюнин В. И.* Исследования подземного стока артезианских структур. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока, М., 1976, вып. 4, с. 45—106.

7. *Гавич И. К.* Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. М., Недра, 1980. 355 с.

8. *Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф.* Глубинная гидросфера Земли. Киев, Наукова думка, 1971. 271 с.

9. *Гидрогеологические* условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области/Зайдельсон М. И., Чистовский А. И., Барс Е. А. и др. М., Недра, 1973. 272 с.

10. *Гидрогеология СССР.* В 45-ти т. М., Недра, 1964—1972.

11. *Гидрогеология СССР.* Сводный том в 5-ти вып. М., Недра, 1976. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. 656 с.

12. *Гуревич А. Е.* Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. Л., Недра, 1980. 208 с.

13. *Джамалов Р. Г.* Подземный сток Терско-Кумского артезианского бассейна. М., Наука, 1973. 95 с.

14. *Естественные* ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири/Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шенькман Б. М. и др. Новосибирск, Наука, 1976. 126 с.

15. *Журавель Н. А.* Определение мощности зоны интенсивного водообмена по эпюрам потерь напора. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 117—119.

16. *Зайцев И. К.* О принципах гидрогеологической стратификации. — В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования. Л., 1971, с. 45—55.

17. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического картирования и районирования. — В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования. Л., 1971, с. 4—16.

18. *Закожурников Р. В.* Анизотропия коллекторов и возможность установления перетоков флюидов. — Тр. ВНИГНИ, 1973, вып. 123, с. 516—536.

19. *Зекцер И. С.* Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М., Наука, 1977. 172 с.

20. *Иванчук П. П.* Роль гидровулканизма в формировании конденсатных и газонефтяных месторождений. М., Недра, 1974. 169 с.

21. *Игнатович Н. К.* Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктур. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инж. геологии, 1950, сб. 13, с. 6—22.

22. *Карпова В. П.* К вопросу о влиянии внешней Западно-Уральской зоны складчатости на условия формирования глубокого подземного стока краевой

части платформы и Предуральского прогиба. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М., 1976, вып. 3, с. 66—75.

23. *Карты* подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена) м-б 1 : 5 000 000/Под ред. Куделина Б. И. ГУГК М-ва геологии СССР, 1964.

24. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1972. 280 с.

25. *Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере (на примере Восточно-Предкавказского артезианского бассейна). М., Наука, 1967. 135 с.

26. *Клименко В. И.* Оценка ресурсов подземных вод в сложных гидрогеологических условиях (на примере Азово-Кубанского артезианского бассейна). М., Наука, 1974. 112 с.

27. *Куделин Б. И.* Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1960, 342 с.

28. *Лебедева Н. А.* Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. М., Наука, 1972. 148 с.

29. *Линецкий В. Ф.* Миграция нефти и газа на больших глубинах. Киев, Наукова думка, 1974. 135 с.

30. *Лукнер Л., Шестаков В. М.* Моделирование геофильтрации. М., Недра, 1976. 407 с.

31. *Маврицкий Б. Ф.* Западно-Сибирский артезианский бассейн. (Гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология). — Тр. ЛГГП АН СССР, 1962, т. 39, 1—150 с.

32. *Мятиев А. Н.* Напорный комплекс подземных вод и колодца. — Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1947, № 9, с. 1069—1088.

33. *Овчинников А. М.* Водонапорная система земной коры. — Изв. вузов. Геология нефти и газа, 1961, № 8, с. 85—90.

34. *Основы* гидрогеологических расчетов/Бочевер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. М., Недра, 1965. 306 с.

35. *Подземные* воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования/Гармонов И. В., Иванов А. В., Нефедова Е. И. и др. — Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1961, т. 33, 128 с.

36. *Подземный* сток на территории СССР/Под ред. Куделина Б. И. М., Изд-во МГУ, 1966. 301 с.

37. *Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 332 с.

38. *Прошляков В. К.* Вторичные изменения терригенных пород — коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974. 233 с.

39. *Семенова С. М., Березкина Г. М., Бриллинг И. А.* Комплексное исследование фильтрационных свойств слабопроницаемых грунтов для оценки взаимосвязи водоносных горизонтов. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М., 1976, вып. 3, с. 9—20.

40. *Смехов Е. М.* Теоретические и методические основы поисков трещинных коллектором нефти и газа. Л., Недра, 1974. 199 с.

41. *Смирнов С. И.* Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. М., Недра, 1979. 101 с.

42. *Сыдыков Ж. С.* Подземные воды Мугоджар и примугоджарских равнин. Алма-Ата, Наука, 1966. 415 с.

43. *Фиделли И. Ф., Карпова В. П.* Опыт гидрогеологического районирования территории Европейской части СССР по условиям формирования глубокого подземного стока. — В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М., 1976, вып. 4, с. 7—45.

44. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. 2-е изд. М., Наука, 1973. 511 с.

45. *Чесалов С. М., Семенова В. М., Меламед И. Г.* Характеристика нижнесреднекаменноугольного водоносного комплекса как гидрогеологической структуры. — В кн.: Гидрогеологические и гидрогеохимические исследования при решении проблемы сброса промстоков в глубокозалегающие карбонатные породы (на примере Куйбышевского Поволжья и Башкирии). М., 1972, с. 86—96.

46. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973, 324 с.

47. *Якобсон Г. П.* Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М., Недра, 1973, 268 с.

48. *Fidelli I. F., Vsevolozhsky V. A.* Subdivision of the area of Central and Eastern Europe for the groundwater flow map at a 1 : 1 500 000 scale. Journal of Hydrologikal Sciences, v. 4, No 2, 1977, pp. 97—104.

49. *Hubbert M. K.* The theory of groundwater motion. J. Geology, v. 48, 1940. pp. 785—944.

50. *Kluge W., Milde G.* Theoretische Grundlager zur Rekonstruktion paläohydrodynamarischer Verhältnisse. — Z. angew. Geol. B. 21, No 7, 1975, s. 315—322.

51. *Toth J.* A conceptual model of the hycrogeologic envirement. — J. Hydrology, No 10. 164 p.

52. *Wallich E., Toth J.* Methods of regional groundwater flow anàlysis with succestions for the use of environmental isotopes. J. Atomic Energy Agency. Vienna 1976, pp. 37—64.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава 1. **Проблема изучения подземного стока. Состояние, задачи исследований** 7

Глава 2. **Принципы гидрогеологического районирования платформенных территорий СССР** 14

О понятии «геогидродинамическая система» 15
Артезианские бассейны, артезианские области и системы артезианских бассейнов 19
Границы гидрогеологических районов I и II-го порядков . . . 21

Глава 3. **Фильтрационные среды бассейна: основные типы, распространение, свойства** 26

Генетическая классификация природных фильтрационных сред . . 30
Слабопроницаемые среды осадочного чехла 42
Регионально-структурные закономерности распределения фильтрационных свойств пород осадочного чехла 48

Глава 4. **Водный баланс артезианских бассейнов платформенного типа** 54

Общий вид уравнения водного баланса артезианского бассейна платформенного типа 55
Результаты водно-балансовых исследований артезианских структур 60

Глава 5. **Общие закономерности формирования подземного стока в верхнем этаже платформенных структур** 63

Оценка глубины дренирующего воздействия гидрографической сети 64
Формирование и распределение величин подземного стока . . . 70
Условия и сроки водообмена в верхнем гидрогеологическом этаже бассейна 80

Глава 6. **Региональная динамика подземных вод второго гидрогеологического этажа** 86

Формирование и распределение величин современного питания артезианских вод 87
Разгрузка артезианских вод 100
Структура региональных потоков и водообмен во втором гидрогеологическом этаже бассейна 114

Глава 7. **Современный водообмен в отложениях третьего гидрогеологического этажа** 121

Общая схема водообмена в отложениях нижнего гидрогеологического этажа 122
О роли аномальных давлений в формировании региональной динамики подземных вод нижнего этажа 131

Глава 8. **Гидродинамическая зональность бассейна** 134

Принципы выделения и характеристика гидродинамических зон . . 137
Гидрогеохимические показатели гидродинамической зональности бассейна 144
Гидродинамическая модель бассейна 151

Заключение 161

Список литературы 163

Владимир Алексеевич Всеволожский

ПОДЗЕМНЫЙ СТОК И ВОДНЫЙ БАЛАНС ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Редактор издательства *О. Л. Виноградова*
Обложка художника *Л. Н. Курьеровой*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *А. В. Трофимов*
Корректор *М. А. Чистякова*
ИБ № 4434

Сдано в набор 02.02.83. Подписано в печать 22.06.83. Т-09775. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-оттисков 10,75. Уч.-изд. л. 12,0. Тираж 610 экз. Заказ 84/8563—2. Цена 65 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ