ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗА РУБЕЖОМ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗА РУБЕЖОМ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ Н. А. МАРИНОВА

3832



МОСКВА «НЕДРА» 1982



УДК 556.3(4/9)

Гидрогеологические *исследования за* рубежом/Под ред. Н. А. Маринова. М., Недра, 1982, 428 с.

Всесторонне рассмотрено состояние гидрогеологических исследований за рубежом. Освещены основные проблемы региональной гидрогеологии, динамики, режима и охраны подземных вод, искусственного восполнения их запасов. Охарактеризованы мелиоративная и рудничная гидрогеология, использование минеральных и термальных вод, применение изотопов. Приведены сведения о захоронении промышленных и сточных вод в глубокие водоносные горизонты. Описаны прогрессивные методы исследований и аппаратура. Даны сведения об использовании аэрокосмических снимков для гидрогеологических целей и т. д.

Для геологов, гидрогеологов, геохимиков и других специалистов, связанных с поисками, разведкой и эксплуатацией подземных вод.

Табл. 25, ил. 37, список лит.— 298 назв.

Рецензенты:
д-р геол.-минер. наук *И. В. Гармонов* (ВСЕГИНГЕО)
и д-р геол.-минер. наук *М. Р. Никитин* (Ин-т водных проблем)

Гидрогеологические исследования за рубежом

Редакторы издательства С. Г. Бароянц, О. Л. Виноградова
Переплет художника Ю. Г. Асафова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор Р. Т. Баканова

ИБ № 3980

Сдано в набор 01.10.81. Подписано в печать 15.01.82. Т-02334. Формат 60×90$^1/_{16}$. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 26,75. Усл. кр-отт. 26,75. Уч.-изд. л. 30,98. Тираж 2850 экз. Заказ 634/8163—2. Цена 1 р. 90 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Г $\frac{1904060000-058}{043(01)-82}$ 22—82

© Издательство «Недра», 1982.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с постоянным увеличением населения земного шара и бурным развитием городов, а также крупных промышленных и сельскохозяйственных центров резко возросло потребление пресных вод, в том числе и подземных. Несмотря на значительные запасы последних, распределены они в пределах материков крайне неравномерно. Лучше обеспечены этими водами умеренно увлажненные и гумидные районы Земли и существенно хуже — аридные. Однако и в некоторых увлажненных районах из-за интенсивного отбора пресных подземных вод отмечается сработка их запасов, а местами и полное истощение. То же можно сказать и о ресурсах пресных поверхностных вод.

Указанные обстоятельства привели ученых и специалистов многих стран мира к идее международного сотрудничества в области изучения и использования водных ресурсов. В связи с этим в период 1964—1974 гг. в рамках ЮНЕСКО было проведено Международное гидрологическое десятилетие (МГД). Программа последнего, одобренная исполнительным советом ЮНЕСКО, была сформулирована следующим образом: «Общей целью международной программы в области гидрологии является ускорение изучения ресурсов природных вод и их режима с целью рационального использования в интересах человечества, пропагандирование необходимости гидрологических исследований и образования во всех странах и улучшения их возможностей для оценки и использования их ресурсов наилучшим образом. Таким образом, программа будет уделять основное внимание научным вопросам, но одновременно будет учитывать и факторы практического характера» (ЮНЕСКО, NS/188).

Развернувшиеся в связи с МГД научные и практические исследования подземных вод сопровождались небывалым всплеском информации по самым разным проблемам гидрогеологии. К концу указанного периода во ВНИИзарубежгеологии было учтено несколько тысяч работ, опубликованных в зарубежных странах, по следующей тематике: региональная гидрогеология; минеральные и термальные воды; шахтная и рудничная гидрогеология; гидрогеохимия; охрана подземных вод; взаимодействие пресных и соленых подземных вод; режим и динамика подземных вод; искусственное восполнение их ресурсов; мелиоративная гидрогеология; фильтры буровых скважин и их гидравлика и др.

В 1976 г. ВНИИзарубежгеология принял решение провести в рамках института обобщение и анализ информации по подземным водам ряда стран, собранной за последние 10—15 лет.

Постановка указанных исследований представляла интерес в нескольких аспектах. Во-первых, она привлекала внимание воз-

можностью выявления новых методов гидрогеологических исследований, применявшихся за рубежом, для последующего их внедрения в практику аналогичных работ в нашей стране; во-вторых, проработка огромного литературного материала позволяла ознакомиться с новыми идеями, теориями и гипотезами, которые появились у зарубежных коллег по тем или иным проблемам гидрогеологии; в-третьих, эта работа представляла интерес в плане истории развития гидрогеологической науки в мире, а также для установления приоритета отдельных стран в разработке и решении ее проблем и задач.

Учитывая актуальность, большую потребность и необходимость быстрейшего ее выполнения, а также с целью максимально возможного охвата тематики анализа и обобщения материалов, институт обратился к ведущим ученым и специалистам других институтов и производственных организаций с предложением принять участие в работе.

Настоящая книга является первой комплексной работой, освещающей состояние теоретической и прикладной гидрогеологии в зарубежных странах. Она может быть использована как научными работниками, занимающимися разработкой многочисленных проблем гидрогеологии, так и специалистами-практиками при решении ими конкретных производственных задач.

Во ВНИИзарубежгеологии в подготовке работы к изданию участвовали Н. А. Маринов (руководитель), Н. Н. Королькова, Л. И. Флерова и К. А. Чернявская.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Среди проблем региональной гидрогеологии, обсуждаемых в зарубежной литературе, видное место занимают проблемы пресных подземных вод и их субмаринной разгрузки, формирования металлоносных термальных рассолов, зональности химического состава подземных вод, гидрогеологического картирования и районирования и др. Ниже кратко освещаются эти проблемы.

Проблема пресных подземных вод

В разрезе гидросферы континентальной части земного шара пресная подземная вода занимает самую верхнюю зону, где образует огромные по площади, но местами прерывистые пластовые или линзообразные тела, располагающиеся на более плотных солоноватых подземных водах. В областях избыточного увлажнения или в особо благоприятных структурных условиях мощность толщи пресных подземных вод достигает 2 км, обычно же она значительно меньше.

Пресные подземные воды широко используются для целей питьевого водоснабжения, в сельском хозяйстве для орошения земель и обводнения пастбищ, во всех отраслях промышленности, в коммунальном хозяйстве. Уровень потребления их в разных странах неодинаков.

В США отбор подземных и поверхностных вод в 1970 г. составлял 511 км^3, из них на долю подземных вод приходилось 17—20%. Указанное количество соответствует примерно 40% прогнозных эксплуатационных ресурсов этих вод, оценивающихся в 7—8 тыс. м^3/с. В 2000 г. отбор подземных вод, согласно опубликованному в 1968 г. докладу Совета по водным ресурсам при президенте США, должен возрасти до 33% от общего потребления пресных вод.

В Австрии ресурсы пресных вод определены в количестве 31 км^3/год, потребление их в 1977 г. составило 2,5 км^3, в том числе подземных 0,8 км^3, или около 2,5% от общих ресурсов.

В Великобритании в 1971 г. потребление пресной воды достигло 6,7 км^3, из указанного количества 25% приходилось на подземные воды.

Бельгия свои потребности в пресной воде на 90% удовлетворяет за счет подземных вод. Ресурсы последних оцениваются в 1,185 км^3/год, в том числе эксплуатационные составляют около 0,89 км^3. В 1970 г. на водоснабжение расходовалось 0,64 км^3, или около 71% от эксплуатационных ресурсов.

В Болгарии, по данным на 1977 г., отбор подземных вод был равен 0,69 км^3, или около 20% от эксплуатационных ресурсов.

В 1970 г. в Венгрии расход пресных подземных вод на народнохозяйственные нужды находился на уровне 0,5 км³, в 1985 г. он должен возрасти до 3,15 км³, т. е. увеличиться более чем в 6 раз. Ресурсы подземных вод, пригодных для использования, в 1974 г. оценивались в 5,3—5,8 км³.

Чрезвычайно высокий уровень использования подземных вод характерен для ГДР. Так, в 1975 г. при общем потреблении пресных вод, равном 8,1 км³, 80% указанного количества приходилось на подземные воды. Еще более высокий уровень использования подземных вод (90—99%) отмечался в 1973—1974 гг. в Дании. В связи с таким интенсивным водоотбором водный баланс страны с каждым годом ухудшается.

В Испании в 1976 г. расходовалось 2,2 км³ подземных и поверхностных вод. По разным данным, доля подземных вод в указанном расходе составляла от 25 до 60%. Предполагается, что в 2000 г. общий водоотбор удвоится, причем роль подземных вод в нем снизится (в 2 раза), а поверхностных — возрастет.

Потребность Италии в подземных водах составляет около 6 км³, что соответствует 30% общего количества используемых пресных вод.

В Нидерландах в 1976 г. расходовалось 0,5 км³ подземных вод, или около 60% от общего количества пресных вод. В 2000 г. в связи с предполагаемым увеличением населения до 18 млн. чел. потребность в пресной воде возрастет до 5 км³. Намечается 35—40% этой потребности покрыть за счет подземных вод.

Польша в 1972 г. расходовала на народнохозяйственные нужды 11,6 км³ пресных вод, из них 2,3 км³, или около 20%, приходилось на подземные воды.

В Финляндии доля подземных вод в общем объеме потребления пресных вод в 1971 г. равнялась 30—32% (0,3 км³). Разведанные, пригодные для использования ресурсы подземных вод оцениваются в 1,3 км³, что указывает на наличие значительных резервов этих вод.

В большом количестве пресные подземные воды используются во Франции. Однако данные о потреблении их в общегосударственном масштабе отсутствуют. Отметим лишь, что в водоснабжении Парижа доля подземных вод в 1971 г. составляла 10%, а в Эльзасе — 1,3 км³, или 75% от общей потребности пресных вод.

В ФРГ доля подземных вод в общем объеме потребления пресных вод в 1965 г. составляла 51%, но в 1976 г. снизилась до 30%. К 2000 г. эта цифра увеличится до 33% при планируемом водозаборе 44 км³.

Эксплуатационные ресурсы подземных вод Чехословакии в 1977 г. оценивались в 2,45 км³. В дальнейшем доля подземных вод в общем балансе потребляемой воды будет уменьшаться, что связано с их истощением.

Швейцария в 1977 г. потребности в водных ресурсах на 72% удовлетворяла за счет подземных вод. К 2020—2040 гг., главным

образом в результате очистки, доля использования подземных вод снизится до 55%.

Швеция в 1964 г. удовлетворяла свои потребности в водных ресурсах на 30% за счет подземных вод.

Ресурсы подземных вод Индии оцениваются в 425,1 км³, из которых можно использовать 203,6 км³, или 75—80% объема ежегодно восполняемых ресурсов, равных 269,9 км³. Указанные ресурсы расходуются главным образом на орошение земель. В период 1973—1990 гг. подземными водами должно быть орошено около 31—36% поливных площадей, а в 2001—2025 гг.— 36%, что составит 110 млн. га при общей посевной площади 210 млн. га.

В Иране общие ресурсы подземных вод составляют 240 км³, отбор подземных вод для орошения земель равен 8% указанных ресурсов.

Япония свои нужды в пресной воде удовлетворяет главным образом за счет поверхностных вод. По данным на 1977 г. подземные воды использовались для полива 3% орошаемых земель.

В Австралии в 1971 г. для водоснабжения расходовалось 2,5 км³ подземной воды, что составляет около 8% годового подземного стока. Водоснабжение Центральной Австралии, где нет постоянных рек, основано на подземных водах. Для орошения и обводнения 175 млн. га пастбищ в стране построено 700 тыс. буровых колодцев.

Приведенная информация хотя и не является достаточно представительной вследствие ее асинхронности, все же дает общее представление о масштабах отбора подземных вод из недр Земли.

Примерно до 1975 г. Бельгия и Дания на 90% удовлетворяли свои потребности в пресной воде за счет подземных вод, ГДР, Швейцария, Нидерланды — от 60 до 80%, Великобритания, Австрия, Финляндия, ФРГ — от 25 до 35%, США, Япония, Польша — около 20%. В период 1990—2020 гг. намечается дальнейшее увеличение отбора подземных вод, хотя относительная доля их в общем водопотреблении несколько снизится, главным образом в связи с истощением ресурсов.

В Венгрии в 1970—1975 гг. на нужды промышленности расходовалось подземных вод около 15% от общего водопотребления, в Польше 27%, в ФРГ (в 1965 г.) 44%.

В сельском хозяйстве США в 1973 г. доля подземных вод от общего количества пресных вод, используемых для орошения земель и животноводства, составляла 50%. В ФРГ расход подземных вод на орошение составлял около 15%, к 2000 г. он возрастет до 17%. В Польше на нужды сельского хозяйства в 1972 г. расходовалось 22% от общего отбора воды из недр, в 1990 г. эта цифра снизится до 12%; в Чехословакии в 1975 г.— до 19%, в 2000 г. намечается снижение этой цифры до 4%; в Испании в 1976 г.— 25%, в перспективе предполагается уменьшение отбора подземной воды в 2 раза; в Индии в 1970—1978 гг.— 27—28%, в 1990 г.— 23%, в 2000 г.— 18%; в Иране во второй половине

70-х годов более половины поливных вод добывалось из недр Земли.

В коммунальном хозяйстве в 1970—1975 гг. потребность в воде наполовину обеспечивалась подземными водами. Например, в Польше и Чехословакии доля этих вод составляла 50—55%, в Нидерландах 60%, в Болгарии и Швейцарии до 72%, в ФРГ (1965 г.) 93% и лишь в США она не поднималась выше 35%.

На использовании подземных вод полностью или частично основано водоснабжение таких крупных городов, как Грац (Австрия), Катовице и Лодзь (Польша), Лахти (Финляндия), Брюссель и Антверпен (Бельгия), Базель и Цюрих (Швейцария), Чикаго (США) и т. д.

В перспективе намечается дальнейший рост водопотребления. Большинство стран предполагают в 1990—2000 гг. довести уровень его до 500 л/сут на одного человека в городе и до 200 л/сут — в деревне.

Интенсивное использование подземных вод во многих странах сопровождается истощением их ресурсов и пресная вода становится предметом торговли. Так, например, США покупают эту воду в Канаде, ФРГ — в Швейцарии, Дания — в Норвегии и т. д. Естественно, страны-покупатели предпочитают подземную, ключевую воду.

Исходя из изложенного, истощение подземных вод в дальнейшем будет проявляться еще больше. Это обусловлено прежде всего ростом численности населения земного шара, увеличением числа городов, населенных пунктов и промышленных предприятий.

По данным ООН, в 1965 г. население земного шара составляло около 3350 млн. чел., в 1976 г. оно возросло до 4 млрд. чел. Многие ученые считают, что если сохранятся тенденции роста численности человечества, наблюдаемые за последние десятилетия, то к 2000—2010 гг. на земле будет жить 6—6.5 млрд. чел., что даст среднюю плотность населения примерно 50 чел/км². Считается, что к тому времени 70—90% населения индустриально развитых стран будет жить в городах. Отрицательное значение городов как крупных источников загрязнения природных вод и концентрированного отбора подземных вод, приводящего к их истощению, давно известно и оно может лишь возрастать. Развитию загрязнения подземных вод на больших площадях будет способствовать также широкое использование минеральных удобрений и ядохимикатов в сельском хозяйстве.

Значительное количество отбираемой из недр пресной подземной воды и перспективы еще большего ее отбора заставили почти все страны мира, особенно высокоразвитые, уже сейчас ощущающие недостаток пресной воды, усилить гидрогеологическое изучение своих территорий. В результате выполненных за последние 10—15 лет исследований появилось множество публикаций, список которых невозможно поместить в настоящем, ограниченном по объему труде. Анализ указанных публикаций позволяет сделать следующие выводы.

В аридных районах зарубежных стран пресные подземные воды имеют локальное распространение. Они скапливаются в верховьях речных долин, сложенных аллювиальными отложениями, в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса и делювиальных шлейфах предгорий, в эоловых песках, где эти воды часто образуют линзы, располагающиеся на солоноватых или соленых подземных водах. Пресные подземные воды отмечены также в краевых частях межгорных впадин, а в горных поднятиях, разделяющих последние,— в трещинах пород коры выветривания. На остальных площадях межгорных впадин первыми от поверхности земли залегают, как правило, солоноватые или соленые подземные воды, образовавшиеся под влиянием испарительной концентрации, пресные воды иногда располагаются под ними.

В платформенных артезианских бассейнах переувлажненных и умеренно увлажненных территорий пресные подземные воды распространены обычно в пределах верхнего гидрогеологического этажа, соответствующего зоне активного водообмена. Однако в некоторых бассейнах, отличающихся высоким положением внешних областей питания, указанные воды часто вторгаются в краевые части бассейнов, где, оттесняя соленые воды, занимают более глубокие зоны. Хорошей иллюстрацией этому служит Восточно-Сахарский район в Северной Африке, в артезианских бассейнах которого осадки, инфильтрирующиеся в области питания, на юге, постепенно отжимали на север более древние и более минерализованные подземные воды. Фронт указанных вод продвинулся к Средиземному морю и в настоящее время проходит южнее его на 150—200 км, причем глубина залегания пресных вод в ряде пунктов превышает 1000 м, а местами достигает 2000 м. Подобные явления отмечены и в некоторых других бассейнах Африки и зарубежной Азии. Они, очевидно, имеются и в Австралии, Америке и зарубежной Европе.

Выявлена важная роль в аккумуляции пресных подземных вод разрывных дислокаций и сопровождающих их зон повышенной трещиноватости пород с высокодебитными родниками. Заложенные в них скважины на воду показывают значительные притоки.

Установлено также, что наиболее благоприятны для скопления крупных запасов подземных вод карбонатные породы, особенно закарстованные, с наличием разрывных нарушений. Отмечается высокая водоносность кайнозойских вулканогенных образований и песчано-гравийно-галечниковых отложений речных долин. Например, в Индии, между реками Чамбал и Амуна, скважины, пройденные в аллювиальных песках, имели удельные дебиты 125—583 л/с.

Недостаток пресных подземных вод, возрастающая опасность их истощения и загрязнения заставили зарубежных ученых обратить внимание на шельфовую зону морей и океанов, в отложениях которой предполагалось встретить эти воды. Указанная зона, залегая на глубинах до 500 м, окружает материки и простирается от нескольких до сотен километров. Предположение подтверди-

лось: поисковые работы на воду, проведенные в этой зоне, показали, что здесь под первой водоупорной толщей пород, в результате разгрузки материковых вод, в благоприятных условиях могут формироваться пресные подземные воды, пригодные для целей водоснабжения. Такие воды, в частности, встречены в Южно-Китайском субмаринном бассейне северо-западнее о-ва Хайнань, где минерализация их составляет 1,5 г/л, в Атлантическом океане у берегов Флориды, напротив места впадения в океан р. Делавэр. Здесь эти воды прослежены на расстояние до 100 км от берега. Имеются и другие примеры подобного явления.

Проблема металлоносных термальных рассолов рифтовых структур

Одной из интересных проблем современной гидрогеологии, на протяжении последних лет обсуждающейся в зарубежной литературе, является формирование металлоносных термальных рассолов рифтовых структур земного шара.

Рифтовые структуры широко распространены. Ими образована система срединно-океанических хребтов, на отдельных участках связанных с внутриконтинентальными рифтами. К первым относятся хребты Срединно-Атлантический, Срединно-Индийский и Западно-Индийский (с ответвлением в районе Аденского залива и Красного моря), Австрало-Антарктический и Восточно-Тихоокеанское поднятие. Последнее отличается от указанных хребтов отсутствием срединной рифтовой долины. Северное окончание поднятия как бы погружается под Американский материк, образуя в районе Калифорнийского залива ряд глубоководных конседиментационных впадин, разделенных порогами. Среди рифтовых систем континентов наиболее крупным является Африкано-Аравийский рифтовый пояс протяженностью более 6000 км. В состав его входят Сирийско-Ливанский, Мертвого моря, Вади-Араба, Эфиопско-Кенийский (Восточно-Африканский) и Ньяса-Танганьикский (Западно-Африканский) грабены и рифты.

Наиболее интересны проявления термальных металлоносных рассолов в Красноморской и Восточно-Африканской рифтовых зонах, в долине Империал около оз. Солтон-Си (Южная Калифорния), в Галапагосском рифте между побережьем Эквадора и Галапагосскими островами. Они имеются, очевидно, и в других частях мировой системы больших грабенов, где в силу слабой изученности пока еще не выявлены.

Красноморская рифтовая зона имеет протяженность около 1800 км, а с Суэцким заливом — 2100 км, при максимальной ширине 270 км, наибольшей глубине 2920 м и наименьшей, около Адена, 120 м.

Впервые металлоносные термальные рассолы были установлены здесь во впадинах Атлантис II, Чейн и Дискавери. Рудные металлы рассолов представлены в основном сульфидами, запасы которых в верхнем 10-метровом слое осадков оцениваются в

83 млн. т, что значительно больше, чем в других известных крупных осадочных месторождениях. Ниже указанного слоя также распространены рудоносные осадки мощностью от 20 до 100 м.

По мере интенсификации исследований Красноморского рифта, в его пределах были открыты новые впадины — Негрус, Вальдивия, Эрба, Порт-Судан и др., всего 12, меньшие по размерам, чем указанные выше, но содержащие металлоносные термальные рассолы.

Лучше других изучены рассолы впадин Атлантис II, Чейн и Дискавери. Очертания впадин примерно определяются изобатой 1900 м. Максимальная глубина первой впадины достигает 2070 м, второй — 2066 м, третьей — 2220 м, мощность осадков соответственно оценивается в 100, 60 и 200 м, а их температура во впадине Атлантис II составляет 62,3° С, в нижнем слое термальных рассолов 56,5° С, а в перекрывающем его слое 44° С. Тепловой поток в ней намного выше, чем в других впадинах и в Океане. Во впадинах Дискавери и Чейн температура осадков меньше, чем температура рассолов. По составу рассолы хлоридные натриевые, во впадинах Атлантис II и Дискавери с минерализацией 257 г/л и содержанием хлора 155—156 г/л, во впадине Чейн соответственно 72 и 41,9 г/л.

Х. Крейг [14] считает, что рассолы впадин Атлантис II с температурой 44° С, минерализованные воды впадины Чейн и переходные рассолы впадины Дискавери возникли в результате смешения рассола с хлоридностью 156 г/л и нормальных глубинных вод Красного моря. По его мнению, такие рассолы могли возникнуть в результате растворения солей сильвин-галитовой зоны эвапоритовых толщ или соляных куполов. Микрокомпоненты, содержащиеся в рассолах, поступали из тех же отложений. Высокая концентрация их в нижнем слое последних связана с круговоротом вещества, вследствие которого происходили выпадение осадка и повторное вовлечение материала в конвекционные потоки. Разработанная Х. Крейгом модель формирования рассолов предполагает просачивание морской воды вниз через эвапоритовые отложения и отток их в северном направлении в результате напора, обусловленного разностью плотностей колонны рассолов и морской воды. Нагревание рассолов происходило под влиянием локального термического градиента. На возможность такого формирования рассолов за счет относительно теплых приповерхностных вод указывают изотопный состав рассолов и содержание в них растворенного аргона, а присутствие дейтерия и тяжелого изотопа кислорода позволяет предположить, что источник воды рассолов располагался в нескольких сотнях километров южнее рассолоносных депрессий.

Х. Крейг определяет расстояние между этим источником и депрессиями в 800—1000 км, поскольку по изотопному составу вода рассолов соответствует нормальным морским водам с соленостью 38,2%, а воды такой солености широко распространены лишь в южном конце Красного моря, где они развиты до глубины 200 м.

Из этого района рассолы мигрировали на указанное расстояние в течение нескольких тысяч лет. Предполагается, что миграция происходила по тонким трещинам в базальтах центральной части рифта, при этом, судя по отсутствию термического смещения в содержании тяжелого изотопа кислорода, температура рассолов никогда не поднималась выше 100° С.

Магний, сульфат-ион, иод, фтор содержатся в рассолах в меньшем количестве, чем в исходной морской воде, что объясняется селективным просачиванием их через полупроницаемые мембраны, а уменьшение содержания NO_3 — восстановлением этого компонента. Железо осаждалось в ионной форме, вероятно, в виде карбоната, марганец поступал в слой с температурой 44° С как из подстилающего слоя более высокотермальных рассолов, так и из осадков, залегающих на склонах впадины.

Изотопный состав серы и углерода указывает, что сульфиды, присутствующие в осадках, не являются результатом восстановления сульфат-иона и не могли осаждаться из слоя, промежуточного между рассолом и морской водой. Х. Крейг полагает, что осаждение сульфидов обусловлено поступлением в рассолы сероводорода из осадков, а в последнее время и в результате биогенного восстановления сульфат-иона, так же, как и серы. Доказательства участия в рассолах вещества, имеющего вулканический или магматический источник, отсутствуют.

Более низкая температура осадков, по сравнению с рассолами, во впадинах Дискавери и Чейн позволила К. Эмери, Дж. Ханту и Э. Хейсу [14] предположить, что рассолы переливались в них из впадины Атлантис II, о чем свидетельствуют как близость их температур с температурой верхних слоев указанной впадины, так и общая величина солености всех рассолов системы. Наблюдающиеся отличия отношений различных изотопов стронция, а также стронция к хлору в нормальной морской воде и в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери связаны, по их мнению, с магматическим источником. К. Эмери и другие считают, что рассолы впадины Атлантис II просачивались к камерам, заполненным еще не остывшими базальтами, где нагревались и повышали свою растворяющую способность, одновременно обогащаясь новыми элементами, присутствующими в ювенильных водах.

Р. Брукс, И. Каплан и М. Петерсон [14], соглашаясь в принципе со взглядами Х. Крейга, отмечают, что канал, по которому поступали рассолы, находится, по-видимому, во впадине Атлантис II, о чем свидетельствуют высокое содержание здесь микроэлементов и отрицательные термические градиенты. Отсюда они изливались не только во впадину Дискавери, но и в другие участки моря.

Близкими к точке зрения Х. Крейга являются взгляды Дж. Бишофа [14]. Он определяет образовавшееся здесь месторождение сульфидных руд как стратиформную залежь сингенетического происхождения.

И. Каплан, Р. Суини, А. Ниссенбаум [14] относят месторождение к эксгаляционно-осадочным или гидротермально-осадочным.

Авторы поддерживают гипотезу поступления металлов с флюидами, но лишь применительно к участкам, непосредственно прилегающим к месту максимального сульфидоотложения, где, очевидно, происходит разгрузка рассолов.

Впадина Негрус, по данным Р. Бигнела и Али Сайед Шабира, имея площадь около 500 км^2, ограничена крутопадающими склонами разломного происхождения и заполнена рассолами, а также нижнечетвертичными и голоценовыми отложениями. В последних установлено пять слоев, отвечающих четырем периодам активности рассолов, с которыми связаны прослои металлоносных илов. Рассолы обогащены Fe, Mn, Zn, Cu. Наиболее мощный слой (более 4 м) марганцовистых аморфных илов обнаружен в юго-восточной части впадины, где он, кроме того, обогащен Fe, Zn, Cu, Pb, Hg. Сверху илы перекрыты тонким слоем охристого железа с Zn и Pb. Предполагается, что рассолы под влиянием местных геотермальных аномалий разгружаются в зонах разломов по краям впадины, где отлагают бóльшую часть растворенных металлов, а затем стекают по склону, собираясь в наиболее погруженных участках.

Рассолы, выявленные в других впадинах Красного моря, по М. Шокли и Е. Фаберу [14], в отдельных случаях характеризуются более низким содержанием хлора по сравнению с рассолами впадины Атлантис II. Это обусловлено смешением внедрившихся насыщенных рассолов с придонной морской водой, что привело и к изменению первоначального изотопного состава. Рассолы в Атлантис II и в близрасположенных впадинах имели, видимо, один источник, связь с которым не прерывалась на протяжении долгого времени. Лишь во впадине Вальдивия встречены рассолы, идентичные по изотопному составу водам Красного моря.

Рассолы впадин Эрба, Порт-Судан и Негрус возникли в период, когда изотопный состав воды Красного моря отличался значительной обогащенностью тяжелыми изотопами, что указывает на унаследованность их состава от древней водной массы Красного моря. В то же время, воды последнего, сильно преобразованные в плювиальные эпохи четвертичного периода, что выразилось в их обеднении изотопом ^{18}O, могли послужить той основой, на которой происходило формирование рассолов во впадине Атлантис II. Уровень обеднения этим изотопом, согласно проведенным расчетам, сравним с величиной недонасыщенности рассола в этой впадине.

Многочисленные термальные источники зафиксированы на отдельных участках Эфиопско-Кенийской (Восточно-Африканской) и Ньяса-Танганьикской (Западно-Африканской) рифтовых зон. Они связаны с широко проявленным голоценовым вулканизмом. Наиболее характерными представителями этих терм являются источники, выходящие по берегам озер Магади и Натрон, в южной части Восточно-Африканского рифта. На берегах первого озера известно свыше 20 источников с температурой воды 35—82° С и минерализацией 15—30 г/л гидрокарбонатно-карбонатно-хлоридного натриевого состава. В воде определены, мг/л: фтор 100—162,

бром 70—158, бор не более 10. Все источники выходят из щелочных трахитов или из контактовых зон их с плейстоценовыми озерными образованиями. Дно и берега оз. Магади сложены троной ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), образующей слой мощностью до 40 м на площади до 75 км². Запасы троны оцениваются в 3 млрд. т, а время накопления составляет 10 тыс. лет.

Третье проявление металлоносных рассолов, как отмечалось выше, находится в Южной Калифорнии в долине р. Империал около оз. Солтон-Си.

Еще в 1963 г. первые исследователи рассолов Д. Уайт, Е. Андерсон, Д. Граббс указывали, что озеро расположено на северном продолжении грабена Калифорнийского залива, куда протягиваются южные ответвления большого сброса Сан-Андреас. Здесь в 1961—1962 гг. была пробурена скважина глубиной 1569,6 м, вскрывшая рассолы с температурой 270° С. Анализ последних показал, что в газовом составе их присутствуют углекислота и метан (от 80 до 93 об. %), доля других газов весьма незначительна. Минерализация воды достигает 332 г/л, по составу она относится к хлоридному натриево-кальциевому или натриево-кальциево-калиевому типу. Характерным для рассолов является высокое содержание, г/л: K 23; Li 0,323; Fe 3; Mn 1; Ag 0,002; B 0,5 Cr 0,0005; Zn 0,5; Cu 0,02; Ni 0,002; Pb 0,1; S 2.

За период трехмесячной опытной откачки из рассола отложился осадок массой 5—8 т. Полуколичественный спектральный анализ показал наличие в нем следующих элементов, %: Si много; Al 0,7; Fe 7,0; Mg 0,015; Ca 0,7; Na 1,0; K 1,0; Ti 0,0015; Mn 0,5; Ar 2,0; As 0,15; B 0,15; Ba 0,05; Be 0,07; Bi 0,005; Co 0,0001; Cr 0,0002; Cu 20,0; Ga 0,02; Ge 0,001; Ni 0,001; Pb 0,02; Sb 0,3; Sn 0,0007; Sr 0,007; V 0,0005; Ib 0,0002; ниже пределов открытия содержались Au, Cd, Ce, Hf, Hg, La, Li, Mo, Nd, P, Pt, Pa, Re, Se, Ta, Te, Th, Y, Tl, U, W, Zr, Zn.

Авторы отмечают, что столь высокие концентрации в рассолах калия, лития, серебра, меди и наличие множества других элементов ранее в природных водах нигде не наблюдались. Эта необычайность рассолов позволила выделить их в новый, магматический тип глубинных вод в районах термальной деятельности.

Исследования генезиса свинца и цинка рассолов, выполненные позже, показали, что оба эти элемента имеют осадочный генезис, т. е. поступили в рассолы из водовмещающих пород. Установлено, что сульфиды термальных рассолов находятся в равновесии с сульфидной ассоциацией в породах резервуара.

Х. Крейг на основании данных изотопного анализа подземных вод с минерализацией 0,5—100 г/л пришел к выводу, что основным источником их формирования являются атмосферные осадки и поверхностные воды, циркулирующие в трещиноватых глубокозалегающих породах района, где на больших глубинах в условиях высоких температур они интенсивно выщелачивают водовмещающие отложения (включая соленосные) и приобретают высокую минерализацию.

Д. Уайт [14], возвращаясь к вопросу о путях формирования гидротермальных рудных растворов, отмечает, что химический состав подземных вод является более чувствительным индикатором их генезиса, чем изотопные различия разных классов вод (метеорных, океанических, измененных реликтовых, метаморфических, магматических). Вместе с тем, останавливаясь на генезисе термальных рассолов оз. Солтон-Си, он считает, что метеорная вода является основным источником их питания. Эвапориты под влиянием последней растворяются, подземная вода обогащается их солями и на больших глубинах нагревается до высоких температур (предположительно до 360° С). Тяжелые металлы, а также кальций, стронций, калий и другие выщелачивались из местных дельтовых отложений. Что же касается сульфидов серебра и меди, то, исходя из изотопного состава серы, Д. Уайт допускает возможность их глубинного происхождения так же, как и некоторого количества CO_2.

Подводная гидротермальная деятельность отмечена на расстоянии около 400 м от побережья на глубине 30 м у северной части Калифорнийского полуострова. Температура воды 102° С. В газовом составе ее содержатся, об. %: метан 51,4; азот 44,3; CO_2 2; аргон 1; кислород 0,29. Вода хлоридная натриево-кальциевая с минерализацией около 20 г/л и содержанием микрокомпонентов, мг/л: SiO_2 156; Li 3; K 410; Rb 1,8; Ba 0,94; F 1,8; B 23; Mn 0,85; Fe 0,7—0,9; Cu 0,001; Zn 0,001—0,005; As 0,4—0,5; Cd 0,03; Pb 0,001; Cr и Ni $<$ 0,003.

Как отмечалось выше, проявления термальных вод обнаружены в пределах Галапагосского рифта, в районе одноименных островов. Они были выявлены в 1976 г. группой океанографов ФРГ и в 1977 г. изучались американскими учеными с помощью подводного аппарата «Алвин» и надводного судна «Кнорр». Предварительная информация [256] о результатах этих исследований пока не дает достаточного представления о составе и других особенностях термальной воды. Известно лишь, что выходы этих вод приурочены к рифтовой долине широтного простирания шириной 3—4 км и глубиной 200—250 м. Встречено четыре участка с активными струями, приуроченными к сбросам в подушечных базальтах вблизи осевого хребта с дебитами 2—10 л/с и температурой до 200° С. Формирование горячих источников объясняется массивным конвекционным движением морской воды под ложе океана на глубину до нескольких километров, где она соприкасается с вулканическими породами, нагревается и затем поднимается наверх.

Из изложенного следует, что вопрос о формировании металлоносных рассолов в рассмотренных рифтогенных структурах Красного моря, Восточного рифта Африки и района оз. Солтон-Си в Калифорнии является чрезвычайно сложным.

Большинство исследователей, изучавших рассолы Красноморского рифта, склонны считать, что солевой и микрокомпонентный состав их связан с выщелачиванием водовмещающих пород, а вы-

сокая температура — с просачиванием морской воды на глубину нескольких километров, нагреванием ее там и обратным восхождением.

К. Эмери, Дж. Хант и Э. Хэйс [14] считают, что эти рассолы магматического происхождения. И. Каплан, Р. Суини и А. Ниссенбаум поддерживают гипотезу поступления металлов с флюидами, но лишь применительно к участкам, непосредственно прилегающим к месту максимального сульфидоотложения, где, очевидно, происходит разгрузка рассолов. По мнению М. Шокли и Е. Фабера, названные рассолы унаследованы от древних водных масс Красного моря, изотопный состав которых характеризовался значительной обогащенностью тяжелыми изотопами.

На происхождение содовых минеральных вод Восточного рифта Африки, давших огромные скопления троны, также имеется несколько точек зрения. Однако нам представляется наиболее вероятной точка зрения советского ученого Р. И. Ткаченко, связывающего их происхождение с поствулканической деятельностью в пределах рифта в современную эпоху. Лавы этой эпохи имеют щелочной характер, в них содержится до 32% углекислоты, от 13 до 19% натрия, высоки содержания фтора, хлора, сульфатной серы.

Разные точки зрения существуют и в отношении генезиса металлоносных рассолов района оз. Солтон-Си. Д. Уайт и др. [14] выделили их новый, магматический тип глубинных вод. Х. Крейг формирование этих вод связывает с инфильтрацией атмосферных осадков и поверхностных вод р. Колорадо, которые на больших глубинах в условиях высоких температур интенсивно выщелачивают водовмещающие отложения, приобретают высокую минерализацию, обогащаясь при этом металлогенными элементами. В 1974 г. Д. Уайт, по существу, присоединился к точке зрения Х. Крейга на формирование рассолов Солтон-Си. Лишь сульфиды серебра и меди и некоторое количество углекислоты, по его мнению, возможно, имеют глубинное происхождение.

Проблема зональности химического состава подземных вод

Зональность химического состава подземных вод в странах Африки и зарубежной Азии характерна практически для всех гидрогеологических структур как платформенных, так и горноскладчатых. Дополнительный просмотр литературы по зарубежным странам Европы и некоторым странам Америки позволил установить, что и там в аналогичных структурах зональность в изменении химического состава подземных вод проявляется достаточно четко.

Выделяются два типа ее — вертикальная и горизонтальная (по падению водоносных горизонтов). Вертикальная зональность может быть прямой, обратной или инверсионной и сложной.

Наиболее распространена *прямая зональность*. В Великобритании проявление ее установлено на территории центральных графств, в нижнекаменноугольных известняках осадочного чехла

платформы. Вблизи областей питания воды известняков пресные, с минерализацией 0,1—0,4 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые. По мере удаления от областей питания минерализация их возрастает до 3,8 г/л, состав становится сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым и хлоридно-сульфатным натриево-кальциевым. На глубине 3200 м в Игл-Муре минерализация воды увеличивается до 10,8 г/л, состав ее преобразуется в хлоридный натриевый. Минерализация воды, вскрытой в Левертоне и Трамфлите на глубинах 5000—5100 м, достигает 100 г/л, содержание натрия в ней несколько снизилось, а кальция — увеличилось. Предполагают, что рассолы представляют реликтовые морские воды, которые на некоторых участках были разбавлены атмосферными осадками.

В Польше прямая зональность в изменении химического состава подземных вод выявлена в Верхне-Силезском артезианском бассейне. По данным И. С. Клечковского и Ву-Нгок-Ки [276], основание разреза восточной части бассейна сложено породами девона, выше залегают угленосные отложения карбона, которые в свою очередь перекрываются триасовыми, юрскими, миоценовыми и четвертичными образованиями.

3832

В карбонатных отложениях бассейна установлены три зоны (сверху вниз): инфильтрационных вод *А*, смешанных (инфильтрационных и погребенных) *АВ* и погребенных *В*, различающихся минерализацией и химическим составом. Мощность зоны *А* колеблется от 100 м на юге бассейна до 600 м — на севере, минерализация воды — от 0,18 до 2,2 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный натриевый. Нижняя поверхность зоны *АВ* на севере опускается на глубину до 800 м; минерализация воды находится в пределах 1,05—30,96 г/л, состав преимущественно хлоридный магниевый и натриевый. Верхняя граница зоны *В* в южном районе залегает на глубине 150 м, в северном — погружается на глубину до 800 м; минерализация воды в интервале 150—700 м колеблется от 39,4 до 140,75 г/л, состав хлоридный натриевый.

На формирование гидрохимических зон и подзон влияют структурные и гидродинамические условия бассейна, а также толща водоупорных отложений миоцена.

Прямая вертикальная зональность химического состава подземных вод установлена в Тюрингском артезианском бассейне на территории ГДР.

По данным Э. Мюллера и Г. Папендика, в основании разреза бассейна располагается мощная толща эффузивно-осадочных и соленосных отложений пермского возраста, выше залегают прибрежно-морские отложения триаса, состоящие главным образом из переслаивания терригенных и карбонатных пород, еще выше находятся юрские терригенные отложения. Заканчивается разрез бассейна осадками нижнемелового — палеогенового возраста.

Подземные воды бассейна характеризуются широким диапазоном минерализации, изменяющейся от 5 г/л в залегающих близко

к поверхности водоносных горизонтах, на формирование воды которых оказывают влияние атмосферные осадки, до высококонцентрированных рассолов с минерализацией, достигающей 600 г/л в глубоких горизонтах соленосных отложений перми.

Наиболее четко прямая зональность состава воды прослеживается в отложениях палеогена — верхнего триаса, представляющих единый гидродинамический комплекс, в котором все водоносные горизонты гидравлически связаны между собой. Минерализация воды комплекса изменяется с глубиной от 30 до 250 г/л.

Подземные воды пестрого песчаника, образующего нижнюю часть разреза триасовых отложений, имеют хлоридный натриево-кальциево-магниевый состав и минерализацию, изменяющуюся от 1 до 360 г/л. Слабо минерализованные воды характерны для краевой зоны распространения песчаника.

В отложениях цехштейна (доломиты, известняки, песчаники, соленосные породы) подземные воды относятся к хлоридному магниево-кальциево-натриевому и магниево-натриево-кальциевому типам и, как отмечалось выше, минерализованы до 600 г/л.

В разрезе бассейна (сверху вниз) выделяются три гидрохимические зоны, совпадающие с гидродинамическими: 1) активного водообмена, в которой состав воды формируется под влиянием инфильтрации атмосферных осадков; 2) затрудненного водообмена, где растворяющая деятельность осадков выражена слабее, чем в верхней зоне, и 3) практически отсутствующего водообмена. Подземные воды последней зоны относятся к реликтовым растворам весьма сложного катионного состава.

По латерали в пределах бассейна с севера на юг выделяются зоны магниевых, кальциево-магниевых, кальциевых и натриевых вод. Последние представляют собой растворы выщелачивания, сформировавшиеся под влиянием инфильтрации атмосферных осадков, на что указывают и данные их изотопного состава. Считается, что современная зона развития подземных вод выщелачивания и инфильтрации ранее была заполнена реликтовыми растворами. Замещение последних указанными водами началось после саксонского тектогенеза, сопровождавшегося образованием разрывных дислокаций, через которые на глубину проникали атмосферные осадки, по пути выщелачивавшие залежи галита. Предполагается, что реликтовые растворы имеют досаксонский возраст. Генезис их связан с формированием эвапоритов в бассейне седиментации, с растворением последних инфильтрационными водами, с отжатием и последующим изменением морской воды, заключенной в осадочных породах, а также с обменными реакциями между водой и глинистыми минералами пород.

В Чехословакии прямая зональность химического состава подземных вод установлена в Магурском флише, в меловых и пермокарбоновых отложениях Богемии и в Мшенской депрессии.

На антиклинальном участке «Чертов камень» (Магурский флиш) в отложениях палеогена выделяются три гидродинамиче-

ские зоны, отличающиеся составом подземных вод. В зоне интенсивного водообмена, расположенной выше местного базиса эрозии, распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. Ниже находится зона затрудненного водообмена с водами гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией от 2,1 до 12 г/л. В еще более глубоких горизонтах участка, в интервале 579—587 м, встречены высокоминерализованные хлоридные натриевые воды.

В меловых и пермо-карбоновых отложениях Богемии Я. Етель выделил две гидрохимические зоны (сверху вниз): гидрокарбонатную кальциевую, простирающуюся примерно до глубины 350 м, и хлоридную натриевую, прослеженную до глубины 1200 м. Первая зона полностью включает гидродинамическую зону интенсивной циркуляции подземных вод и частично захватывает гидродинамическую зону замедленного водообмена. Для нее характерна минерализация воды от 0,4 до 2,9 г/л. В состав второй зоны входит нижняя часть области замедленной циркуляции и, возможно, застойного режима. В этой части разреза минерализация воды колеблется от 0,3 до 65,9 г/л.

Мшенская депрессия, расположенная в пределах Чешского массива, сложена меловыми и пермо-карбоновыми песчанико-конгломератовыми отложениями. В меловых отложениях распространены пресные, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,36—1,12 г/л. В породах пермо-карбона до глубины около 600 м развиты слабосолоноватые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с максимальной минерализацией до 3,5 г/л. В интервале 600—1100 м минерализация воды возрастает до 60 г/л, по составу она становится хлоридно-сульфатной и хлоридной натриевой, термальной, с высоким содержанием свободной углекислоты.

Широко распространенная вертикальная и горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод в бассейнах, сложенных осадочными отложениями, позволила Я. Етелю [143] для количественного выражения этих изменений ввести понятие *индекса вертикальной зональности VZI* (рис. 1). Последний представляет собой отношение вертикального гидрохимического градиента к горизонтальному и может служить характеристикой связи различных частей одного или различных водоносных горизонтов. Гидрохимический градиент — отношение «гидрохимического расстояния» между двумя пробами воды и реальным геометрическим расстоянием между точками отбора соответственно по горизонтали или вертикали. Гидрохимическое расстояние определяется как разность химического состава, выраженная в размерностях расстояния в n-размерном «гидрохимическом» пространстве.

Указанные параметры исходят из понятия *гидрохимической дистанции HCD*, предложенной для определения сходства химического состава воды.

Выражая в эквивалент-процентах X компонента A как $p(A) = X$, для основных шести компонентов ее получаем: $p(Na^+) + p(Ca^{2+}) + p(Mg^{2+}) = 100\%$ катионов и $p(Cl^{-1}) + p(HCO_3^-) + p(SO_4^{2-}) = 100\%$ анионов, где $p(Na^+)$ — сумма щелочных катионов.

Для определения состава воды в процентах достаточно значений p для двух анионов и двух катионов, третий является дополняющим до 100%. Для определения пробы с данным процентным составом можно найти точку в четырехкоординатном пространстве, где две из них (y, z) соответствуют содержанию двух выбранных анионов, две (w, x) — катионов. Тогда HCD двух проб определится как эвклидово расстояние между двумя точками в четырехмерном пространстве

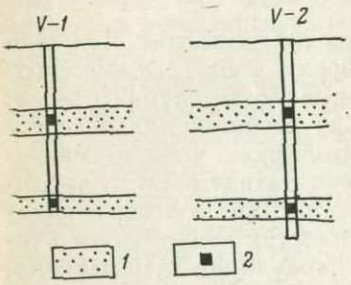


Рис. 1. Пример расчета индекса вертикальной зональности [143]:

1 — водоносный горизонт; 2 — место отбора представительной пробы

$$HCD = \sqrt{(w_2 - w_1)^2 + (x_2 - x_1)^2 + \rightarrow} \rightarrow \sqrt{+ (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}. \quad (1)$$

Обозначив разность соответствующих значений p между одной и другой водой символом Δ (например, $\Delta y = p(Cl^-)_2 - p(Cl^-)_1$ и т. д.), определим гидрохимическую дистанцию между пробами:

$$HCD = \sqrt{(\Delta w)^2 + (\Delta x)^2 + (\Delta y)^2 + (\Delta z)^2}, \quad (2)$$

где HCD — непосредственный параметр, выражающийся в мг-экв · %.

Введение понятия *гидрохимической дистанции* дает возможность перенести измеренные значения в условном n-размерном гидрохимическом пространстве на математические операции в отношении к реальному геометрическому пространству. Это позволяет определять гидрохимические градиенты в различных направлениях как отношение между гидрохимическими и геометрическими (топографическими) расстояниями двух проб (точек отбора). *Горизонтальный гидрохимический градиент* HG выражает отношение гидрохимической дистанции HCD между водами в двух точках на горизонтальной плоскости к реальному расстоянию d для этих точек

$$HG = \frac{HCD_{гориз}}{d}. \quad (3)$$

Соответственно *вертикальный гидрохимический градиент* VG представляет отношение гидрохимической дистанции HCD между водами из двух различных точек (горизонтов) в скважине к вертикальному расстоянию h между этими точками

$$VG = \frac{HCD_{верт}}{h}. \quad (4)$$

Использование данных гидрохимических параметров позволяет устанавливать особенности динамики подземных вод в гидрогеологических структурах. Структуры с хорошо изолированными водоносными горизонтами характеризуются высокими значениями *VZl*, при существовании вертикальной гидравлической связи в форме просачивания вдоль нарушений или в результате прямого контакта двух горизонтов указанные значения являются низкими.

Ф. Т. Манheйм и М. К. Хорн описали прямую зональность химического состава подземных вод континентального склона и Атлантического побережья (США) от о-ва Лонг-Айленд на севере до г. Ки-Уэст на юге. Район сложен толщей плейстоцен-триасовых отложений, разбуренной до глубины 4600 м. Прямая зональность в изменении состава и минерализации подземных вод четко прослеживается на всю глубину.

Проявления *обратной зональности* установлены в ряде районов в пределах Предкарпатского прогиба. Основание последнего образовано метаморфическими породами карбона, на неровной поверхности которых залегают песчано-глинистые отложения миоцена мощностью в несколько сотен метров [73].

В юго-западной части прогиба в указанных отложениях с увеличением глубины отмечено возрастание минерализации подземных вод до 56,7 г/л, которая в основании толщи снижается до 13,5 г/л. Подобные явления установлены другими исследователями в районе городов Пшибор-Стажица, Жукува, Кентов, а также восточнее Бельска. В первом из районов минерализация воды в отложениях карбона составляет 10,5 г/л, а в перекрывающих их отложениях миоцена достигает 50 г/л, во втором соответственно 22,5—31,3 и 66,5 г/л.

Опреснение подземных вод в основании осадочной толщи, по мнению авторов, происходило в материковый период, предшествующий морской трансгрессии миоцена, и имеет локальное распространение, что в настоящее время и выражается гидрохимическим перерывом. Минимальные значения минерализации отмечены на площадях, которые перед указанной трансгрессией были наиболее приподняты, т. е. на юго-западе, а также на погребенных поднятиях фундамента.

Сложная зональность в изменении химического состава подземных вод установлена в Большом Венгерском (ВНР) и Варненском (НРБ) артезианских бассейнах, а также в нефтеносных районах штата Канзас (США).

В геологическом строении Большого Венгерского артезианского бассейна участвуют отложения четвертичной и неогеновой систем, представленные гравием, песками и переслаиванием глин и песков. Породы слагают толщу мощностью до 3000 м, в которой на долю четвертичных пород в некоторых районах приходится более 600 м. Уровень грунтовых вод располагается на глубине 3—4 м, а местами опускается до 15 м. Подземные воды образуют единую водонасыщенную толщу, лишь нижние горизонты которой, зале-

гающие на глубине более 1000 м, обладают напором и уровень их поднимается на 20—25 м выше поверхности земли.

В гидрохимическом разрезе бассейна выделяют три зоны. Верхняя зона, химический состав воды которой сформировался главным образом под влиянием физико-географических факторов (*испарительная концентрация*), *имеет минерализацию* 1,0—5,3 г/л, местами до 50 г/л. Состав воды пестрый: гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-хлоридный натриево-магниевый, сульфатный магниево-кальциевый и натриево-магниевый, хлоридный натриевый. Мощность зоны приблизительно равна 10—20 м.

Глубже 50 м расположена вторая зона с минерализацией воды 0,3—1,2 г/л, продолжающаяся до глубины 800 м. В этой зоне выделяются *два типа подземных вод: до глубины около* 250 м гидрокарбонатные кальциево-магниевые, от 250 до 800 м — гидрокарбонатные натриевые. Еще глубже, в отложениях верхнего плиоцена, прослеживается третья гидрохимическая зона с водами хлоридного натриевого состава, минерализация которых варьирует в пределах 5—14 г/л.

Варненский артезианский бассейн сложен отложениями карбона, *перми, мезозоя, палеогена и неогена. В северной части* бассейна находятся угольные месторождения Добруджи. Здесь изменение минерализации подземных вод связано с глубиной залегания и составом водовмещающих пород. Выделяют четыре основные гидрохимические зоны.

Верхнюю зону образуют отложения миоцена. Воды их, формирующиеся в результате инфильтрации атмосферных осадков, пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Вторая зона сложена верхнеэоцен-олигоценовыми осадками. Она характеризуется развитием подземных вод хлоридно-гидрокарбонатного натриевого типа с минерализацией до 30 г/л.

В разрезе следующей зоны установлены породы верхнеюрско-среднеэоценового возраста. Минерализация напорных вод колеблется от 0,6 до 1,8 г/л. Отмечено наличие пластовой (горизонтальной) *зональности. По направлению с запада на восток* (к Черному морю) гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав их меняется на гидрокарбонатный, а вблизи моря — на хлоридный натриевый. Большинство водообильных горизонтов Северной Болгарии принадлежит к этой зоне.

Четвертая зона включает водоносные отложения среднего карбона — юры. Подземные воды здесь характеризуются минерализацией 118,2 г/л *и имеют хлоридный натриевый состав.*

Р. Дингман и Э. Ангино [75] изучали зависимость химического состава подземных вод некоторых нефтеносных округов штата Канзас (США) от глубины залегания и возраста водовмещающих пород. Район сложен палеозойскими породами, поверх которых залегают меловые, третичные и четвертичные отложения.

Установлено, что до глубины 250 м минерализация воды увеличивается *быстро. Данных о составе воды в интервале* 250—700 м мало. На глубине от 700 до 1000 м минерализация воды колеблет-

ся от 90 до 190 г/л, а на глубине 1000—1300 м — от 20 до 200 г/л. Наибольшая минерализация воды отмечена в пермских отложениях, минимальная — в ордовикских, ниже она снова возрастает и в породах докембрия становится близкой к минерализации воды в отложениях пермского возраста. Авторы полагают, что воды ордовика либо когда-то были пресными и затем смешались с соседними водами, либо современная минерализация та же, что и в первоначально захваченной воде, но несколько изменена с течением времени. Слабая минерализация воды в верхней части разреза обусловлена влиянием атмосферных осадков. Содержание и изменение отдельных элементов состава воды по системам изображены на рис. 2. Воды всех систем, за исключением четвертичной, относятся к хлоридным натриевым с небольшим содержанием кальция.

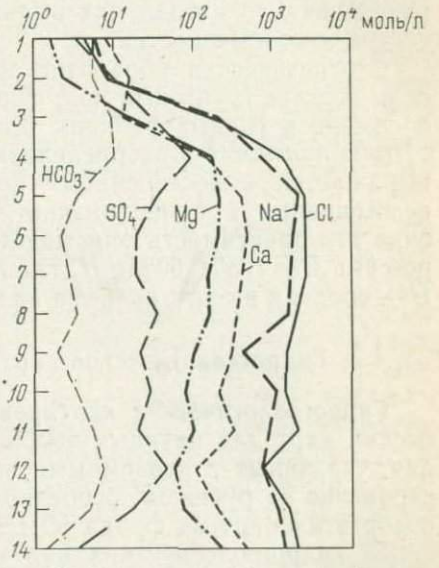


Рис. 2. Диаграмма Роупа избранных компонентов минерализации подземных вод в округах Бартон, Эллсуорт, Райс, Рассел в штате Канзас, США [75].

Системы: *1* — четвертичная; *2* — третичная; *3* — меловая; *4* — пермская; *5* — Уабаунси; *6* — Шони; *7* — Дуглас; *8* — Канзас-Сити и Лансинг; *9* — Марматон; *10* — пенсильванский базальный конгломерат; *11* — Миссисипская; *12* — ордовикская; *13* — кембрийская; *14* — докембрий

Горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод установлена в пределах предгорного шлейфа и равнины междуречья Бузэу — Рымникул — Сэрат в Румынии. Минерализация грунтовых вод увеличивается от предгорий (0,3—0,5 г/л) к внутренним районам равнины (5—8 г/л), при этом гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав ее преобразуется в хлоридный натриевый. Формирование подобной зональности связано с особенностями физико-географических условий района, в частности с его засушливым климатом.

В Канаде на южном берегу оз. Онтарио также выявлена горизонтальная и вертикальная зональность химического состава грунтовых вод. Данные наблюдений за режимом уровня последних позволили предположить наличие в районе двух систем течения — локальной и региональной. Установлено, что скорость движения грунтовых вод в верхней части разреза, сложенного ледниковыми отложениями, составляет 91,4 м/год, а в подстилающих дочетвертичных — 30,5 м/год.

Зональность химического состава подземных вод наблюдается и в ледниковых отложениях, на площади, расположенной между

озерами Симко и Онтарио. Ледниковые отложения представлены переслаиванием песков, гравелитов, глин и суглинков, общей мощностью до 210 м. Оконтурена область распространения пресных подземных вод, определены скорость и направление движения образуемого ими потока. Сопоставление полученных данных с материалами о режиме подземных вод по скважинам и гидродинамическими расчетами подтвердило возможность использования гидрохимического метода для выявления региональных гидродинамических закономерностей.

Статистическая обработка многочисленных данных о химическом составе грунтовых вод, формирующихся в зоне активного водообмена в горных районах Болгарии, позволила установить *высотную поясность* в распределении их средней минерализации. Она выражается в постепенном увеличении минерализации воды от возвышенных к более низким частям рельефа. В самом общем виде эта зависимость описывается эмпирическим уравнением регрессии: $\bar{M} = 1780 - 502 \lg H$, где $\bar{M}$ — средняя минерализация, мг/л; H — средняя высота рельефа над уровнем моря, м.

Гидрогеологическое картирование и районирование

Гидрогеологическое картирование. Составление гидрогеологических карт для научных обобщений и решения практических задач, связанных с подземными водами, получило широкое распространение за рубежом, особенно за последние 10—15 лет. Первый обзор этих карт из фонда ЮНЕСКО, помещенных в «Атласе моделей гидрогеологических карт», составленном по состоянию на 1968 г., сделан Н. В. Роговской. В атласе содержится 17 карт по территориям Австралии, Бельгии, США, Франции, ФРГ, ЧССР и некоторых стран Африки. Две мелкомасштабные гидрогеологические карты, вышедшие в свет в Индии и ЧССР, охарактеризованы Е. А. Никольской.

Нами изучено около 200 различных по назначению и содержанию гидрогеологических карт масштаба 1 : 500 000 и мельче, опубликованных за период 1909—1977 гг. более чем в 30 странах.

Указанные карты делятся на общие и специализированные. Первая группа карт является результатом обобщения геологического и гидрогеологического материала, отражающего общие закономерности распространения и формирования подземных вод. Подобные карты необходимы главным образом для решения и разработки многочисленных теоретических проблем гидрогеологии. По методике составления они делятся на четыре типа. К первому типу относятся гидрогеологические карты, основной фон (закраска) которых использован для показа водообильности пород, ко второму — литологии, к третьему — стратиграфии, к четвертому — качества подземных вод.

Специализированные карты составляют преимущественно для решения практических задач, связанных с использованием подземных вод, например: организации водоснабжения, мелиорации зе-

мель, поисков месторождений полезных ископаемых, развития санаторно-курортного строительства и т. д.

В настоящем разделе приводится характеристика лишь общих гидрогеологических карт, специализированные карты рассмотрены в соответствующих разделах книги.

Первая группа общих карт, цветной фон которых использован для показа водообильности, водопроницаемости или фильтрационных свойств пород, наиболее широко распространена. Они составлены для Европы, Румынии, Франции, ФРГ, Кампучии, Лаоса, Вьетнама, Таиланда, Индии. Произвольно выбранный для этого цвет имеет от двух до четырех оттенков. Для характеристики гидрогеологических условий страны на карты нанесены водопункты с их дебитами, литологический состав пород, их возраст и генезис, особенности тектоники и скоплений подземных вод, состав и температура последних.

Литология пород показана серым знаком на цветном фоне закраски водообильности и дополнительно охарактеризована в тексте условных обозначений. Карбонатные, терригенные и другие комплексы пород выделены независимо от возраста, но в легенде сгруппированы в стратиграфической последовательности, возраст, как и на карте, обозначен принятым в геологии индексом. Магматические породы разделены по составу. Интрузивные и метаморфические породы выделены, как правило, без указания возраста. Элементы тектоники изображены штриховкой, отражающей условия залегания пород, или знаками тектонических структур (антиклиналей, синклиналей, разломов, надвигов) с указанием углов падения пород.

Водопункты, расположенные в поле закарстованных известняков, а также с напорными водами, выделены особо. Родники с разными дебитами и водозаборы с разной производительностью отличаются размером знаков.

Основание и кровля водовмещающих пород на картах изображены изолиниями, мощности основных водоносных комплексов — изопахитами; специальными знаками показаны эвапориты, соляные купола, кратеры потухших и действующих грязевых и эффузивных вулканов, элементы орогидрографии, гидроизогипсы (гидроизопьезы), ледники, граница зоны многолетнемерзлых пород, использование подземных вод, иногда площади распространения преимущественно артезианских вод и подземные водоразделы.

Условные обозначения к некоторым картам сопровождаются пояснительным текстом, содержащим сведения о типах скоплений подземных вод, литологии и генезисе водовмещающих пород, наличии артезианских вод, частоте встречаемости родников и возможных изменениях их дебитов, о глубине залегания, качестве и условиях эксплуатации подземных вод.

Наиболее представительной, глубоко характеризующей гидрогеологические условия территории, является Международная гидрогеологическая карта Европы масштаба 1 : 1 500 000, в составлении которой участвовали специалисты всех европейских стран.

На карте разный цветной фон использован для показа площадей распространения подземных вод в пористых отложениях, в трещиноватых, закарстованных и локально обводненных породах, а также безводных пород. Интенсивностью закраски водовмещающих пород охарактеризована их водообильность.

По цветному фону различными знаками показаны литология стратифицированных толщ и условия их залегания, а также петрографический состав интрузивных пород.

Гидро- и пьезоизогипсы отражают положение поверхности грунтовых и напорных вод основных водоносных комплексов крупных артезианских бассейнов.

Различными цветными знаками на картах показываются направление движения подземных вод, взаимосвязь пресных вод с солеными, зоны самоизливающихся термальных вод, участки развития карста, граница распространения многолетнемерзлых пород, озера, ледники, болота.

Знаками разной формы на карты нанесены родники с пресной водой, в том числе с различным режимом функционирования (размер знака соответствует принятым градациям дебита), минеральные, термальные и термоминеральные источники, скважины, колодцы и водозаборы разной производительности, каналы, каптажные галереи и другие гидротехнические сооружения.

Из геологических образований на картах показаны разломы, надвиги, изолинии подошвы плиоценовой толщи, третичных моласс и кровли некоторых формаций, соленосные отложения, эффузивные и грязевые вулканы.

Гидрогеологические карты, отражающие региональную водопроницаемость пород, мало чем отличаются от рассмотренных карт водообильности.

Гидрогеологические карты, красочный фон которых отражает литологический и петрографический состав водовмещающих пород, составляются и издаются в Чехословакии, Бельгии, Франции, США, Японии, Индии, Сенегале. Кроме указанных особенностей, на картах индексом показывается возраст, генезис, некоторые физические свойства и водообильность пород. Одновозрастные и генетически сходные породы группируются по коллекторным свойствам, характеризующим их водообильность. Водоносным комплексам соответствуют толщи пород в объеме системы или отдела, безводные породы объединяются в один комплекс без указаний возраста. На некоторых картах водообильность пород отражена дебитами водопунктов. Типы скоплений подземных вод (поровые, пластовые, карстовые и трещинные) чаще всего указываются в тексте условных обозначений. На части карт нанесены гидроизогипсы или гидроизопьезы наиболее изученных и важных в практическом отношении водоносных комплексов, площади распространения артезианских вод, минерализация, состав подземных вод, опорные водопункты, элементы тектоники, проявления карста и др.

Стратиграфический метод составления гидрогеологических карт применяется во Франции, Чехословакии, Австрии, Мавритании. На этих картах цветами, соответствующими принятым при составлении геологических карт, отражены площади распространения подземных вод стратифицированных водоносных комплексов или горизонтов, иногда сплошная цветная закраска заменяется специальными знаками того же цвета. Возраст пород показан общепринятым геологическим индексом или указан в тексте условных обозначений. Площади распространения водоупорных и водопроницаемых, но сдренированных пород изображаются контурами, крапом или сплошной закраской того же цвета, что и одновозрастных водоносных комплексов или горизонтов. Состав пород показывается специальными знаками или характеризуется в легенде. Минерализация, отдельные компоненты состава или в целом состав подземных вод первых от поверхности земли водоносных комплексов или горизонтов отражаются изолиниями, специальными знаками или диаграммами. На карты наносятся опорные водопункты с пресной и минеральной водой с указанием дебитов, области развития артезианских вод, гидрографические водоразделы, дизъюнктивные нарушения, кровля и подошва некоторых стратифицированных толщ (изолиниями), мощность первого от поверхности земли водоносного комплекса или горизонта (цифрами или изолиниями), ледники, грязевые и эффузивные вулканы и др.

Однако почти по всем странам гидрогеологические карты составлены с отклонениями от изложенных общих положений методики, вытекающими из особенностей их геологического строения и изученности подземных вод.

Составление гидрохимических карт широко практикуется в Австралии. Здесь разработано несколько методик их составления. По одной из них, наиболее ранней, цветовая закраска карт использовалась для отражения минерализации подземных вод, сформировавшихся в разных по составу и генезису породах. На четырехлистной карте масштаба 1 : 2 000 000, составленной для района Фитцрой (штат Квинсленд), лишь первый лист представляет гидрохимическую карту, на которой цвет использован для выделения площадей распространения подземных вод разной минерализации в отложениях кайнозоя. На остальных листах цветом характеризуются другие особенности гидрогеологических условий и подземных вод района (водообильность и обводненность пород, количество водопунктов на единицу площади, использование подземных вод для городского, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения). На карте Нового Южного Уэльса масштаба 1 : 5 000 000 цвет использован для выделения площадей, сложенных практически безводными, низко- и высоководообильными породами с минерализацией подземных вод до 1 г/л.

В 1971 г. вышла в свет карта ресурсов подземных вод Южной Австралии масштаба 1 : 5 000 000. Особенности методики ее составления заключаются в том, что ресурсы на ней отражаются не количественно, а через минерализацию подземных вод. Чем боль-

шее распространение получают слабоминерализованные подземные воды, тем значительнее их ресурсы, пригодные для хозяйственно-питьевого и других видов водоснабжения. Карта также состоит из четырех листов. На первых трех листах показана минерализация воды в отдельных типах (по составу) пород, а на четвертом — распределение по площади и возможности использования подземной воды с минерализацией менее 3 г/л, содержащейся в водоносных комплексах, водообильность которых оценивается дебитами водопунктов более 12,5 л/с. В 1972 г. вышла в свет аналогичная карта всей территории Австралии.

Карты ресурсов подземных вод, составляющиеся в США и Великобритании, существенно отличаются от австралийских.

В США создано несколько типов таких карт: 1) основного использования водных ресурсов (масштаб 1 : 750 000), на которой показан годовой отбор поверхностных и подземных вод в штатах и цели использования воды (водоснабжение населения, ирригация, энергетика, промышленность); 2) территорий, благоприятных для крупного водоснабжения (масштаб 1 : 2 500 000) с характеристикой (в легенде) условий эксплуатации подземных вод; 3) двухлистная карта ресурсов подземных вод (масштаб 1 : 500 000). На листе А нанесены данные о качестве подземных вод в разных по составу породах и водообильность последних, выражающаяся дебитами на единицу площади. На листе Б выделены речные бассейны и физико-географические провинции, в которых указаны цели использования подземных вод.

На карте ресурсов поверхностных и подземных вод Британии и Северной Ирландии показывается общее количество воды, отбираемой для целей водоснабжения, круговыми диаграммами характеризуются условия водоснабжения городов на определенный год.

Гидрогеологическое районирование. Гидрогеологическое районирование как метод познания закономерностей формирования и распространения подземных вод широко используется при гидрогеологических исследованиях за рубежом. Применяемые методы районирования по ведущему признаку подразделяются на семь групп.

Первая группа методов основана на особенностях рельефа и составе пород, вторая — на геоморфологии, третья — на составе и возрасте пород, четвертая — на степени доступности подземных вод для использования, пятая — на их химическом составе, шестая — на фильтрационных свойствах пород, седьмая — на тектонико-геоморфологическом принципе.

С учетом особенностей рельефа и состава пород проведено гидрогеологическое районирование штата Западный Бенгал (Индия). На территории штата выделены следующие районы: Предгория Гималайского хребта, Терай и Вхабар, характеризующиеся развитием водоносных горизонтов в рыхлых отложениях неустановленного возраста; область пенеплена, сложенная кристаллическими породами архея; район развития угленосных (неустановленного возраста) и третичных отложений с напорными водами

разного качества, очевидно, представляющий собой межгорную депрессию с равнинным рельефом; речные долины, выполненные мощной толщей аллювиальных отложений; приморские низменности в большинстве своем с подземными водами, не пригодными для хозяйственно-питьевых целей.

Гидрогеологическое районирование, основанное на особенностях геоморфологии территорий, выполнено для Ирана, о-ва Тайваня, Аргентины, провинции Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия), Канады, Польши, Румынии.

В качестве примера подобного районирования сошлемся на схему гидрогеологического районирования Великопольской низменности. По данным автора схемы М. Журавски, низменность с поверхности сложена ледниковыми отложениями, содержащими грунтовые воды. На ее площади выделены зоны современных и древних долин; торфо-болотная; зандровых песков; дюнно-камовая; склонов; водоразделов — с благоприятными и неблагоприятными условиями инфильтрации атмосферных осадков; конечных морен с благоприятными условиями инфильтрации атмосферных осадков; развития гляциотектоники.

По данным о составе и возрасте пород проведено гидрогеологическое районирование штата Сан-Пауло (Бразилия), Эфиопии, Баварии (ФРГ), массива Чахлэу в Восточных Карпатах (Румыния) и других территорий.

На гидрогеологической карте Эфиопии масштаба 1 : 10 000 000 показаны районы, сложенные водоносными вулканическими породами, юрскими известняками, триасовыми песчаниками и докембрийскими кристаллическими образованиями, отдельно выделены долины тектонического происхождения.

На детальной схеме гидрогеологического районирования Баварии выделены площади развития четвертичных гравийных и песчаных отложений с безнапорными водами; долин с водами в аллювиальных отложениях; водоносных закарстованных и трещиноватых пород альпийского возраста; делювиальных отложений; распространения безнапорных вод в третичных песчаниках; напорных вод в третичных песках и гравийно-галечниковых отложениях; развития триасовых и юрских водоносных горизонтов, а также пород зоны выветривания.

Гидрогеологическое районирование, основанное на степени доступности подземных вод для использования (четвертая группа), применялось в Гане и Югославии.

На территории Ганы выделены районы: распространения подземных вод в слабопроницаемых докембрийских отложениях Вольтского бассейна; развития сцементированных пород девона и юры; прибрежный, сложенный слабосцементированными отложениями мелового и четвертичного возраста; аллювиальных отложений в долинах и дельте р. Вольты.

Югославские гидрогеологи использовали этот метод при районировании бассейнов рек Коран и Мражница, ими выделены зоны: практически водонепроницаемых отложений триаса и верхнего ме-

ла, доломитов триаса и юры; слабопроницаемых доломитов юры и мела, доломитов и известняков триаса, юры и мела, мергельно-известняковой толщи мела; хорошо проницаемых закарстованных известняков и доломитов юры и мела; с различными фильтрационными характеристиками, объединяющая доломиты и известняки юры, мела и четвертичные аллювиальные отложения.

Как в Гане, так и в Югославии наиболее доступными для эксплуатации являются подземные воды аллювиальных отложений речных долин.

Принцип гидрогеологического районирования, основанный на данных о химическом составе подземных вод, применялся в Нидерландах. Выделены зоны с различным их составом, прослеженным от области питания в направлении к морю, которое является областью разгрузки подземных вод.

Гидрогеологическое районирование, учитывающее фильтрационные свойства пород, осуществлялось в ГДР в бассейне Вейсе-Эльстера. Базой для районирования послужили результаты лизиметрических наблюдений, а также данные о литологическом составе и водопроницаемости покровных отложений. Районирование необходимо было для оценки динамических запасов подземных вод и определения мест и способа искусственного их подпитывания.

Тектонико-геоморфологический метод гидрогеологического районирования (седьмая группа) использован при районировании чехословацкой части бассейна р. Дунай, Восточно-Словацкой низменности и всей территории страны.

Этот метод применил также Р. Дижон при мелкомасштабном гидрогеологическом районировании Африки. Им выделены следующие гидрогеологические районы: области альпийских складчатых хребтов Средиземноморского побережья и Южной Африки, где подземные воды заключены в известняках и песчаниках мезозоя и кайнозоя; пустыня Сахара с водами в континентальных меловых отложениях и кайнозоя; прибрежные бассейны Западной и Восточной Африки (Мавритано-Сенегальский, Гвинейский, Танзанийский, Сомалийский и др.), водоносные комплексы которых приурочены к верхнемеловым и кайнозойским отложениям; выступы кристаллического фундамента, сложенные метаморфическими и изверженными образованиями докембрия; область осадочного чехла фундамента с подземными водами в породах докембрия — девона; большие внутриконтинентальные артезианские бассейны (Нигерийский, Чадский, Конголезский и др.) с водоносными горизонтами в пестроцветных толщах карбона, юры и мела; Сомалийское плато, сложенное юрско-меловыми породами; вулканогенные покровы Эфиопии и Восточной Африки; рифтовые долины и озерные впадины Восточной Африки.

* *
*

Краткий обзор опубликованных за рубежом гидрогеологических карт показывает, что за последние 15—20 лет составлению их уделяется значительное внимание. Гидрогеологические карты составляют с целью выявления закономерностей распространения прежде всего пресных подземных вод в связи с необходимостью планирования рационального их использования в различных отраслях хозяйства.

По методике составления карты весьма разнообразны. Однако преобладают карты, красочный фон которых используется для показа водообильности пород, а также карты, где этот фон отражает их литологический состав, стратиграфию, минерализацию и состав подземных вод, а также ресурсы последних.

Выбор содержания красочного фона определяется, очевидно, взглядами отдельных ученых на предмет картирования и природными условиями стран. С помощью специальных условных знаков каждая гидрогеологическая карта насыщается многочисленными сведениями, характеризующими подземные воды и особенности гидрогеологических условий территорий с разных сторон. Совокупность этих данных позволяет раскрыть общую гидрогеологическую структуру закартированных территорий и закономерности распространения в их пределах всех типов подземных вод. С помощью составленных карт появляется возможность решать не только теоретические проблемы гидрогеологии, но и практические задачи.

Стремление ученых полнее охарактеризовать подземные воды на гидрогеологических картах, сложность решения этой проблемы, вместе с распыленностью данных о них по многим странам, привели к необходимости международного сотрудничества в составлении карт.

Наиболее ярко это сотрудничество проявилось в составлении Международной гидрогеологической карты Европы масштаба 1 : 1 500 000, к работе над которой привлечены ученые ФРГ, Франции, Великобритании, Советского Союза и многих других европейских стран. При разработке методики составления карты был учтен опыт гидрогеологического картирования в Советском Союзе.

Карта обладает структурностью и высокой информативностью. Разработанная методика ее составления используется странами других материков для составления не только подобных по масштабу карт, но и более крупных (Венесуэла, Марокко, Таиланд и др.).

Эта совместная работа ученых многих стран по составлению гидрогеологической карты Европы представляет новый важный этап в развитии гидрогеологической науки. Она позволяет одновременными усилиями большого числа исследователей за относительно короткий срок получить обширную информацию о подземных водах огромных территорий.

Гидрогеологическое районирование территорий делится на общее и специальное. К общему относится районирование, основанное на данных о тектонике, геоморфологии, составе и возрасте пород. Целью его является познание общих закономерностей фор-

мирования и распределения подземных вод в пределах ограниченных участков или отдельных стран.

Специальное гидрогеологическое районирование выполняется для решения практических задач, связанных с подземными водами. К этому типу может быть, например, отнесено отмечавшееся выше гидрогеохимическое районирование территории Нидерландов. В этом случае важно было получить данные о распределении минерализации подземных вод от области питания до зоны их разгрузки. Таким же конкретным является районирование бассейна Вейсе-Эльстера в ГДР, где требовалось выявить районы с наилучшими фильтрационными свойствами пород с целью восполнения через них ресурсов подземных вод.

Однако нельзя не отметить, что выбранные признаки районирования не всегда полностью выдерживаются при его проведении. Иногда к ведущему признаку добавляются другие, может быть, не менее важные. Так, например, при районировании подземных вод штата Сан-Пауло в Бразилии наряду с возрастом пород (ведущий признак) указывается их состав. На Краковско-Меховском плато в Польше, где за ведущий признак районирования принят состав пород, учитывается также тектоника.

Большое разнообразие принципов гидрогеологического районирования, используемых в зарубежных странах, очевидно, связано с отсутствием твердо установленного понятия гидрогеологического района. В связи с этим наряду с районами часто выделяются провинции, зоны или области подземных вод, но и этим терминам не дано определение. Наконец, следует отметить, что конечный масштаб карт, крупнее которого гидрогеологическое районирование можно не проводить, здесь также не установлен. Последнее осуществляется как при мелко-, так и при крупномасштабных исследованиях, включая гидрогеологические карты масштаба 1 : 25 000.

ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В последние 10—15 лет за рубежом наблюдается снижение интереса к теоретическим исследованиям движения подземных вод, что определяется, по-видимому, большими математическими трудностями получения в замкнутой форме аналитических решений для более или менее сложных гидрогеологических условий и отражающих их расчетных схем. Публикации, рассматривающие вопросы динамики подземных вод, относятся к исследованию фильтрации применительно к отдельным инженерным проблемам (расчеты дренажа, водозаборов и др.), причем в качестве основных используют разнообразные методы моделирования на аналоговых моделях и ЭЦВМ.

Значительное число исследований с применением аналитических и машинных методов посвящено вопросам миграции вещества и тепла в подземных водах, что определяется актуальностью этой проблемы в связи с задачами охраны окружающей среды, рационального использования теплоэнергетических ресурсов и т. п. Результаты этих исследований, помещенные в гидрогеологических и специальных изданиях, недостаточно известны в нашей стране.

Другим интересным вопросом, разрабатываемым за рубежом и слабо освещенным в отечественной литературе, является вопрос об интрузии морских вод в горизонты пресных подземных вод. Поэтому в настоящей монографии по разделу динамики подземных вод освещены эти два вопроса, а также машинные методы решения фильтрационных задач.

Относительно немногочисленные последние работы зарубежных исследователей по вопросам фильтрации в слоистой и неоднородной толще, неустановившейся фильтрации, по методике определения гидрогеологических параметров уже нашли отражение в недавно опубликованных в СССР работах.

Миграция вещества и тепла в подземных водах

Научной основой изучения и прогноза миграции вещества в подземных водах служит теория массопереноса в пористых естественных и искусственных материалах, широко применяющаяся в физической химии, химической технологии, нефтегазовой гидродинамике и других науках.

В гидрогеологии процессы миграции вещества и тепла в подземных водах представляют интерес в связи со многими научными и практическими проблемами, например, для прогноза качества пресных подземных вод при их магазинировании, при искус-

ственном пополнении запасов подземных вод поверхностными водами, захоронении сточных вод и промышленных отходов в глубокие горизонты земной коры, внедрении соленых морских вод в пресные подземные воды на островах и побережьях и др. Теория тепло- и массопереноса используется также для прогнозирования и палеореконструкции температурных и концентрационных полей в водонапорных системах, для разработки физико-химических моделей инфильтрационного и гидротермального рудообразования, естественного и искусственного растворения и выщелачивания минералов и соленосных пород и др.

Возникшая в последние десятилетия проблема загрязнения подземных вод при инфильтрации загрязненных атмосферных осадков, хозяйственно-бытовых и промышленных сточных вод и влияние этого процесса на окружающую среду обусловили повышенный интерес к теории массо- и теплопереноса в водонасыщенных пористых средах.

За рубежом первые исследования по массообмену в горных породах были связаны с разработкой теории гидродинамической дисперсии. Изучение продольной и поперечной дисперсии в потоке в пористой среде началось с работы К. Китагава.

Обстоятельный обзор исследований по гидродинамической дисперсии в пористой среде, выполненных до 1967 г., дали Дж. Бер, Д. Заславски, С. Ирмей. В работе на основе упрощенных и статистических моделей рассмотрены различные теории гидродинамической дисперсии, формы граничных и начальных условий, а также теоретические и экспериментальные данные о зависимости коэффициента дисперсии от скорости потока и геометрических характеристик фильтрующей среды. В частности, было показано, что гидродинамическая дисперсия может быть охарактеризована коэффициентами продольной и поперечной дисперсии D_L и D_T, причем в одномерном потоке в общем случае коэффициент продольной гидродинамической дисперсии D_L представляет сумму коэффициентов конвективной дисперсии $D_к$ и молекулярной диффузии $D_м$. Подробно освещен вопрос о роли молекулярной диффузии в гидродинамической дисперсии. Рассмотрены также полученные к тому времени решения некоторых одномерных задач гидродинамической дисперсии, в том числе:

1) продвижение фронта концентрации в бесконечной колонке пористой среды при первоначально резком фронте на границе двух смешивающихся жидкостей; скорость фильтрации U постоянна или изменяется во времени;

2) запуск тонкого слоя индикаторной жидкости в центр ($x=0$) бесконечной колонки пористой среды; скорость фильтрации $U=\text{const}$;

3) полубесконечная колонка пористой среды во входном сечении ($x=0$) контактирует с раствором инертного или радиоактивного индикатора, имеющего постоянную концентрацию; скорость фильтрации $U=\text{const}$;

4) полубесконечная колонка при адсорбирующемся индикаторе, $U = const$;

5) бесконечная колонка при адсорбции индикатора $U = \text{const}$.

Сведения о зарубежных исследованиях рассматриваемого периода в области массопереноса также содержатся в работах советских авторов. Дальнейшее исследование миграции вещества и тепла в подземных водах за рубежом шло в направлении получения новых аналитических решений для более сложных расчетных схем, включающих рассмотрение двумерной дисперсии, гравитационной сегрегации, физико-химического взаимодействия мигрирующих веществ с породами и подземными водами; разрабатывалась методика определения параметров массообмена в лабораторных экспериментах и в полевых опытах. Продолжались также теоретические исследования моделей дисперсии. Ж. Фрид в 1972 г. критически рассмотрел классические модели и уравнения гидродинамической дисперсии, основанные на предпосылке о непрерывности макроскопической пористой среды, согласно которой предполагается, что каждый бесконечно малый элемент пористой среды состоит одновременно из твердого вещества и пор. Автор предложил новую модель гидродинамической дисперсии, учитывающую скачки концентрации и градиента концентрации на границе раздела между твердым веществом и порами, что приводит к появлению дополнительных членов в уравнении гидродинамической дисперсии.

В последние 10—15 лет широкое развитие получили численные методы решения уравнений массопереноса, позволяющие исследовать эти явления при сложной конфигурации водоносного пласта, пространственной неоднородности его свойств и при разнообразных граничных и начальных условиях. Вместе с тем применение численных методов в ряде случаев оказалось недостаточно эффективным из-за значительных затрат времени и средств на подготовку к решению задач и машинный счет; отмечаются также затруднения в связи с проблемой сходимости и устойчивости решений, зависящей от техники дискретизации. Обычный недостаток исходных сведений о параметрах водоносной системы и миграции часто заставляет использовать в модели усредненные значения их и, таким образом, переходить к простым схемам, которые более эффективно и быстро могут быть решены на основе аналитической модели. Эти обстоятельства, а также возможность использования аналитических решений для оценки относительной значимости тех или иных параметров в процессе массопереноса и для расчета параметров по опытным данным, несмотря на успехи численных методов, поддерживают интерес исследователей к расширению арсенала точных и приближенных аналитических решений.

Ниже изложены результаты зарубежных теоретических и экспериментальных исследований миграции веществ и тепла в подземных водах по наиболее важным вопросам, представляющим научный и практический интерес.

Двумерная дисперсия. В общем виде миграция растворенного или эмульгированного вещества в изолированном водоносном пласте описывается следующим уравнением:

$$\sum_{i=1}^{2}\left[D_i\frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2}-U_i\frac{\partial C}{\partial x_i}\right]=n_0\frac{\partial C}{\partial t}+n_0\frac{\partial N}{\partial t}, \qquad (5)$$

где C — концентрация мигрирующего вещества в подземных водах, N — концентрация этого вещества в твердой фазе, изменяющаяся по пути фильтрации вследствие сорбции, растворения, распада или других физико-химических реакций, n_0 — активная пористость породы, U — скорость фильтрации, x — координаты декартовой системы, $i=1,2$; D_i — коэффициент дисперсии по оси i.

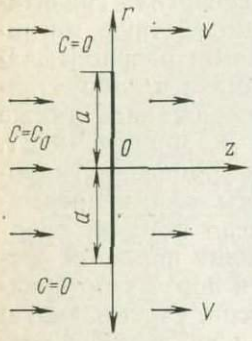


Рис. 3. Схема математической модели двумерной дисперсии вещества, выходящего из кругового плоского источника:
a — радиус плоского источника; V — скорость естественного потока

Уравнение (5) основано на предпосылках о том, что пористая среда — однородная, водонасыщенная; фильтрующаяся жидкость — несжимаема; поток — макроскопически стационарный и ламинарный. В зависимости от начальных и граничных условий решения уравнения (5) имеют различный вид.

Двумерная дисперсия нейтрального, не взаимодействующего с пластом, вещества в одномерном стационарном потоке характеризуется уравнением

$$D_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}+D_y\frac{\partial^2 C}{\partial y^2}-V\frac{\partial C}{\partial y}=\frac{\partial C}{\partial t}, \qquad (6)$$

где $D_x=D_T$, $D_y=D_L$ (D_T, D_L — поперечный и продольный коэффициенты дисперсии); V — действительная скорость движения воды. Задачи двумерной дисперсии освещены в работах А. Огата [200, 201], Дж. Бруха и Р. Стрита [48], Б. Ханта [134], К. Уанга [280] и Р. Ченга [58], Г. Шена [246] и др. А. Огата [200, 201] исследовал двумерную дисперсию вещества, выходящего из плоского кругового источника в поток подземных вод. Рассмотрена следующая схема: при $z=0$ находится круговой источник радиуса a (рис. 3). Поступающая из него вода имеет концентрацию вещества-метки C_0 и вводится со скоростью V в полуограниченную пористую фильтрующую среду в область $r<a$. В области $r>a$ при $z=0$ скорость потока также равна V, но вещество-метка отсутствует ($C=0$). Симметрия относительно оси z позволяет записать дифференциальное уравнение массопереноса в одномерном потоке в цилиндрических координатах:

$$D_z\frac{\partial^2 C}{\partial z^2}-V\frac{\partial C}{\partial z}+\frac{D_r}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial C}{\partial r}\right)=\frac{\partial C}{\partial t}, \qquad (7)$$

где V — скорость потока в направлении оси z; D_z и D_r — коэффициенты дисперсии в направлениях z и r соответственно; C —

концентрация; t — время; z и r — пространственные координаты. Граничные и начальные условия имеют вид:

$$\left.\begin{array}{c} t>0,\ r<a,\ Q_c=VC_0 \\ t>0,\ r>a,\ Q_c=0 \\ C(z,\ r,\ 0)=0 \end{array}\right\}. \tag{8}$$

Решение уравнения (7) при условиях (8) имеет вид

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=\frac{2e^{2\alpha}}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\beta}\exp\left(-\xi^2-\frac{\alpha^2}{\xi^2}\right)\times$$

$$\times\left[1-J\left(\frac{a^2}{4\gamma^2\xi^2},\ \frac{r^2}{4\gamma^2\xi^2}\right)\right]d\xi, \tag{9}$$

где

$$\alpha=\frac{Vz}{4D_z},\ \gamma^2=\frac{4D_zD_r}{V^2},\ \beta^2=\frac{V^2t}{4D_z},$$

$$\xi^2=\frac{V^2(t-\tau)}{4D_z}, \tag{10}$$

$$1-J(x,\ y)=\sqrt{x}\cdot\int_0^{\infty}e^{-\tau}J_0(2\sqrt{y\tau})\,J_1(2\sqrt{x\tau})\,\frac{d\tau}{\sqrt{\tau}}. \tag{11}$$

Здесь J_0 и J_1 — функции Бесселя первого рода нулевого и первого порядка; $J(x,\ y)$ — функция Гольдштейна, встречающаяся в теории теплопереноса. Вычисления концентрации $\overline{C}$ (9) и, тем более, нахождение параметров дисперсии по опытным измерениям $\overline{C}$ несомненно, очень сложны. Нестационарное распределение концентрации вдоль оси z (т. е. при $r=0$) имеет более простой вид:

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}\Big|_{r=0}=0{,}5\left\{\operatorname{erfc}\left(\frac{\alpha}{\beta}-\beta\right)+e^{4\alpha}\cdot\operatorname{erfc}\left(\frac{\alpha}{\beta}+\beta\right)-\right.$$

$$-\exp\times[2\alpha-2\sqrt{\alpha^2+\theta^2}]\cdot\operatorname{erfc}\left[\frac{\sqrt{\alpha^2+\theta^2}}{\beta}-\beta\right]-\exp[2\alpha+2\sqrt{\alpha^2+\theta^2}]\times$$

$$\left.\times\operatorname{erfc}\left[\frac{\sqrt{\alpha^2+\theta^2}}{\beta}+\beta\right]\right\}, \tag{12}$$

где $\theta^2=(a^2V^2)/(4D_zD_r)$. Расчеты изменения во времени распределения концентрации $\overline{C}$ вдоль оси z по формуле (12) при $\theta^2=2{,}75$ показывают, что стационарное распределение достигается довольно быстро (уже при $\beta\geqslant 5$). А. Огата представил решение для стационарного распределения концентрации $\overline{C}(z,\ r)$, $(t\to\infty)$ в зависимости от a, V, D_z, D_r в виде бесконечных рядов. Стационарное распределение концентрации для оси z $(r=0)$ получено в простом виде:

$$\overline{C}\Big|_{r=0}=\frac{C}{C_0}\Big|_{r=0}=1-\exp(2\alpha-2\sqrt{\alpha^2+\theta^2}). \tag{13}$$

Наряду с полным уравнением (7) А. Огата использовал также более простое уравнение для рассматриваемой схемы кругового источника:

$$\frac{D_r}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial C}{\partial r}\right)-V\frac{\partial C}{\partial z}=\frac{\partial C}{\partial t}, \tag{14}$$

в котором опущен член $D_z(\partial^2 C/\partial z^2)$, учитывающий продольную дисперсию. Возможность использования этой приближенной математической модели основана на предпосылке, что зона дисперсии на фронте загрязненного потока, обусловленная преимущественно продольной дисперсией, формируется быстро по сравнению с эффектом поперечной дисперсии вещества и в дальнейшем, передвигаясь со скоростью потока V, изменяется мало.

Для краевых условий

$$\left.\begin{aligned} t=0,\ C=C_0,\ r<a\\ t=0,\ C=0,\ r>a\\ r=0,\ \frac{\partial C}{\partial r}=0 \end{aligned}\right\} \tag{15}$$

решение уравнения (14) имеет вид:

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=\exp\left(-\frac{r^2+a^2}{4D_r t}\right)\sum_{m=1}^{\infty}\eta^m I_m(\xi), \tag{16}$$

где $\xi=\frac{ra}{2D_r t}$; $\eta=\frac{a}{r}$; $I_m(\xi)$ — модифицированная функция Бесселя первого рода m-го порядка. Подстановкой $t=z/V$ из (16) можно получить выражение для стационарного распределения $\overline{C}$, которое для оси $z(r=0)$ имеет вид

$$\overline{C}\Big|_{r=0}=\frac{C}{C_0}\Big|_{r=0}\approx 1-\exp\left(-\frac{a^2V}{4D_r z}\right), \tag{17}$$

При $r=a$ стационарное решение имеет вид

$$\overline{C}\Big|_{r=a}=\frac{C}{C_0}\Big|_{r=a}=0{,}5\left[1-\exp\left(-\frac{a^2V}{2D_r z}\right)I_0\left(\frac{a^2V}{2D_r z}\right)\right]. \tag{18}$$

Выражения (17) или (18) можно легко использовать для определения коэффициента поперечной дисперсии D_z из экспериментов. Сопоставление формулы (13) для более полной схемы, учитывающей D_z и D_r, с формулой (17) для упрощенной схемы ($D_z=0$), выполненное для стационарных условий и $r=0$, показывает, что для большинства значений параметра θ, наблюдавшихся в лабораторных опытах, упрощенная или точная схемы дают близкие результаты.

Дж. Брух и Р. Стрит [48] рассмотрели уравнение двумерной дисперсии в одномерном потоке применительно к задаче распространения вещества, вводимого в часть сечения одномерного потока, имеющего ограниченную ширину. Физическая и математическая модели задачи показаны на рис. 4. Одномерный поток, су-

ществующий в области $-b \leqslant x \leqslant b$, $y > 0$, имеет действительную скорость V. Загрязняющее вещество с концентрацией C_0 в момент $t=0$ вводят при $y=0$ во входное сечение на участке $-a \leqslant x \leqslant a$. Градиент концентрации $\partial C/\partial x$ равен нулю при $x=0$, на оси потока (из условий симметрии) и на непроницаемых границах потока, т. е. при $x=\pm b$. При $y=\infty$ концентрация ограничена. Уравнение (6) исследуется для области $0 \leqslant x < b$, $y > 0$ при $t > 0$ и следующих краевых условиях:

начальные условия

$$C(x, y, 0) = 0,\ 0 \leqslant x < l,\ y > 0 \quad (19)$$

граничные условия

$$\left.\begin{aligned} &C(x, 0, t) = C_0,\ 0 \leqslant |x| \leqslant a \\ &C(x, 0, t) = 0,\ a < |x| < b \\ &\frac{\partial C(0, y, t)}{\partial x} = 0, \\ &\frac{\partial C(b, y, t)}{\partial x} = 0 \end{aligned}\right\} \quad (20)$$

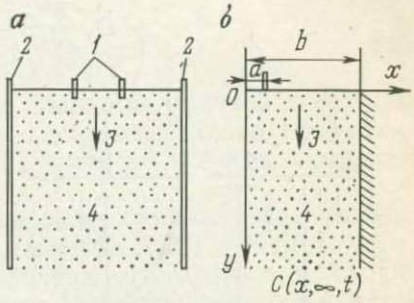


Рис. 4. Двумерная дисперсия в одномерном потоке:

а — физическая модель; *б* — математическая модель; *1* — разделяющие перегородки; *2* — границы потока; *3* — направление потока; *4* — пористая среда

Для стационарного режима ($t \to \infty$) решение уравнения (6) при краевых условиях (19)—(20) имеет вид

$$\overline{C} = \frac{C(x, y)}{C_0} = \frac{a}{b} + \sum_{n=1}^{\infty} \left(F_n \cos \frac{n\pi}{b} x\right) \times$$

$$\times \exp\left[0{,}5\left(\frac{V}{D_y} - J_n\right) y\right], \quad (21)$$

где

$$F_n = \frac{2}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{b} a;\ n = 1, 2 \ldots,$$

$$J_n = \sqrt{\left(\frac{V}{D_y}\right)^2 + \frac{4n^2\pi^2}{b^2} \cdot \frac{D_x}{D_y}},$$

а для нестационарного режима

$$\overline{C} = \frac{C(x, y, t)}{C_0} = \frac{a}{2b} \operatorname{erfc}\left[\frac{y - Vt}{2\sqrt{D_y t}}\right] + \frac{a}{2b} \exp\left(\frac{Vy}{D_y}\right) \operatorname{erfc}\left[\frac{y + Vt}{2\sqrt{D_y t}}\right] +$$

$$+ 0{,}5 \sum_{n=1}^{\infty} \left(F_n \cos \frac{n\pi}{b} x\right) \exp\left[0{,}5\left(\frac{V}{D_y} - J_n\right) y\right] \times$$

$$\times \operatorname{erfc}\left[\frac{y - J_n D_y t}{2\sqrt{D_y t}}\right] + 0{,}5 \sum_{n=1}^{\infty} \left(F_n \cos \frac{n\pi}{b} x\right) \times$$

$$\times \exp\left[0{,}5\left(\frac{V}{D_y} + J_n\right) y\right] \operatorname{erfc}\left[\frac{y + J_n D_y t}{2\sqrt{D_y t}}\right]. \quad (22)$$

В решении (22) учтены оба коэффициента двумерной дисперсии D_x и D_y, однако использование (22) для их нахождения по экспериментальным данным затруднительно.

В связи с этим рекомендуют постановку экспериментов по двум следующим схемам для раздельного определения D_x и D_y.

Схема 1. Вещество-метка непрерывно вводится во все сечение потока (т. е. $a=b$), наблюдения проводятся в любой точке потока y (рис. 5, a). Уравнение (6) при этом переходит в

$$D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - V \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial C}{\partial t}. \qquad (23)$$

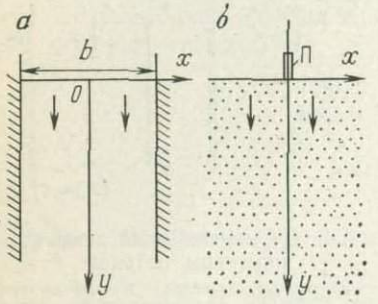


Рис. 5. Схема опытов для раздельного определения D_y ($а$) и D_x ($б$); П — перегородка

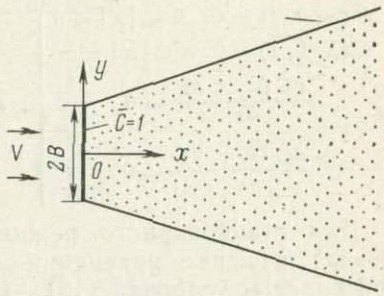


Рис. 6. Двумерная дисперсия загрязнений из удлиненного совершенного котлована (расчетная схема)

Решением уравнения (23) при рассматриваемых условиях будет

$$\overline{C}(x, y, t) = \frac{C}{C_0} = 0{,}5\left\{\operatorname{erfc}\left(\frac{y - Vt}{2\sqrt{D_y t}}\right) + \right.$$
$$\left. + \exp\frac{Vy}{D_y} \operatorname{erfc}\left(\frac{y + Vt}{2\sqrt{D_y t}}\right)\right\}. \qquad (24)$$

При $(D_y/Vy) < 0{,}005$ с точностью до 4% вместо (24), как показали Р. Бенкс и А. Огата [200], можно использовать более простое выражение

$$\overline{C} = \frac{C}{C_0} \approx 0{,}5 \operatorname{erfc}\left(\frac{y - Vt}{2\sqrt{D_y t}}\right). \qquad (25)$$

Схема 2. Раствор, содержащий вещество-метку с концентрацией C_0 в сечении $y=0$, непрерывно вводится в широкую область ($-\infty \leqslant x \leqslant 0$) одномерного потока, имеющего очень большую ширину. В области ($0 < x \leqslant +\infty$) вода не содержит метки. Если пренебречь продольной дисперсией по сравнению с поперечной $\left(D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \ll D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}\right)$ и рассматривать стационарный процесс дисперсии $\left(\frac{\partial C}{\partial t} = 0\right)$, то решением соответствующего уравнения

$$V\frac{\partial C}{\partial y}=D_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2},\quad -\infty\leqslant x\leqslant+\infty,\ y>0 \tag{26}$$

при граничных условиях

$$\left.\begin{aligned} &C(x,\,0)=C_0,\ -\infty\leqslant x\leqslant 0\\ &C(x,\,0)=0,\ 0<x\leqslant+\infty\\ &\frac{\partial C(\pm\infty,\,y)}{\partial x}=0,\ y>0 \end{aligned}\right\} \tag{27}$$

будет

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=0{,}5\,\mathrm{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{D_x y/V}}\right). \tag{28}$$

Предположение о возможности учета только поперечной дисперсии по оси x было выдвинуто ранее и экспериментально проверено Д. Харлеманом и Р. Рамером [125], ими же получено выражение (28).

Дж. Брух и Р. Стрит [48] провели лабораторные эксперименты по двумерной дисперсии 0,1%-ного раствора NaCl в песках, которые подтвердили аналитические решения и показали необходимость рассмотрения комбинированного эффекта продольной и поперечной дисперсии.

Б. Хант [134] получил решение уравнения стационарной двумерной дисперсии для одномерного потока, в который по линии длиной $2B$ вводится загрязняющее вещество с постоянной относительной концентрацией $\overline{C}=1$ (рис. 6). Эта схема соответствует поступлению в поток загрязнений из удлиненного совершенного котлована, расположенного перпендикулярно к направлению естественного потока. С учетом радиоактивного распада вещества дифференциальное уравнение гидродинамической дисперсии имеет вид

$$D_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}+D_y\frac{\partial^2 C}{\partial y^2}-V\frac{\partial C}{\partial x}-\bar{\lambda}C=0\ (x>0,\ |y|<\infty), \tag{29}$$

где $\bar{\lambda}$ — постоянная радиоактивного распада.

Граничные условия:

$$\left.\begin{aligned} &\overline{C}(0,\,y)=1,\ |y|<B\\ &\overline{C}(0,\,y)=0|\ \ y|>B\\ &\overline{C}\big|_{(x^2+y^2)\to\infty}=0,\ (x>0,\ |y|\geqslant 0) \end{aligned}\right\}. \tag{30}$$

Точное решение уравнения (29) при условиях (30) имеет вид

$$\overline{C}(x,\,y)=\frac{C}{C_0}=\frac{2}{\pi}\int_0^{\infty}\frac{\sin rB\cdot\cos ry}{r}\times$$

$$\times\left\{\exp\left[-\left(\sqrt{a^2+4(r^2+b)}-a\right)\frac{x}{2}\right]\right\}\mathrm{d}\tau, \tag{31}$$

где

$$\left.\begin{aligned} a&=\sqrt{D_y/D_x}\\ b&=\bar{\lambda}D_y/V^2 \end{aligned}\right\}. \tag{32}$$

При малых значениях r и с учетом, что a — величина порядка единицы, а b — 10^{-3} и менее можно получить приближенное решение в виде

$$\overline{C}(x, y) \approx 0{,}5 \exp\left[-\frac{\tilde{\lambda} x}{V}\right]\left\{\operatorname{erf}\left(\frac{B-y}{2\sqrt{x}}\sqrt{V/D_y}\right)+\right.$$
$$\left.+\operatorname{erf}\left(\frac{B+y}{2\sqrt{x}}\sqrt{V/D_y}\right)\right\}. \qquad (33)$$

Из (33) следует, что точное решение почти не зависит от D_x и, таким образом, продольная дисперсия в стационарных задачах относительно неважна. Максимальные концентрации находятся на оси x и их распределение описывается выражением

$$\overline{C}(x, 0) \approx \exp\left[-\frac{\tilde{\lambda} x}{V}\right]\operatorname{erf}\left(\frac{B}{2\sqrt{x}}\sqrt{V/D_y}\right) \qquad (34)$$

Для устойчивой метки (радиоактивный распад отсутствует) $\overline{C}(x, 0)$ убывает как $x^{-\frac{1}{2}}$. К. Уанг и Р. Ченг [280] рассмотрели двумерную дисперсию в одномерном потоке при поступлении вещества в водоносный горизонт сверху, например, из свалки, хранилища сточных вод и других источников загрязнения, содержащих вещества, вступающие в физико-химическое взаимодействие с породами (рис. 7). Дифференциальное уравнение гидродинамической дисперсии в этом случае имеет вид:

$$D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} + \bar{Q} = \frac{\partial C}{\partial t}, \qquad (35)$$

где $\bar{Q}$ — член, характеризующий появление или исчезновение растворенного вещества из-за адсорбции, химических реакций и т. п. Вещество поступает на участке ограниченной длины $2L$; скорость естественного потока V; на участках $(A, -\infty)$ и $(B, +\infty)$ граничные условия одинаковы ($\partial C/\partial z = 0$) и показывают отсутствие поступления загрязняющих веществ. На участке поступления веществ AB возможны два вида граничных условий: I) $\overline{C} = 1$ ($\overline{C}$ — относительная концентрация); II) $\partial C/\partial z = \alpha$; α — параметр, характеризующий расход загрязняющего вещества. В первом случае из-за смешанных граничных условий получить решение в замкнутой форме невозможно; во втором — решение формально существует, но имеет вид двойного интеграла и требует численного интегрирования нетривиальными методами. В связи с этим указанная задача решалась численно, методом конечных элементов. Вычисления выполнены для случаев I и II при $\bar{Q} = 0$ отношении $D_x/D_z = 0{,}17$, для разных значений числа Пекле ($\mathrm{Pe} = 0, 1, 5$). Результаты представлены графически в безразмерной форме. При $\mathrm{Pe} = 0$, когда поток отсутствует и основной причиной возникновения ареала загрязнений является диффузия, изоконцентрационные кривые симметричны относительно оси $\bar{z}$. При

Pe>0 кривые смещаются по потоку. Через достаточно большое время в области вблизи источника устанавливается стационарное распределение концентрации, так как загрязнения, выходящие из этой области, заменяются эквивалентным количеством, поступающим из источника. Чем больше число Pe, тем быстрее достигается стационарное состояние, однако размещение изоконцентрационных кривых по отношению к AB сохраняется.

Массоперенос при переменной скорости фильтрации. Во многих практических приложениях теории массопереноса, а также при полевых опытно-фильтрационных исследованиях, когда реализуется радиальный поток, возникает необходимость рассмотрения массопереноса в условиях переменной скорости фильтрации, изменяющейся в направлении движения жидкости. Поскольку коэффициент конвективной дисперсии является функцией скорости течения, в уравнении массопереноса при производных появляются переменные коэффициенты, что затрудняет получение точных аналитических решений. В связи с этим для отдельных видов фильтрационных течений применяют различные упрощающие задачу аппроксимации, а для сложных практических задач используют численные методы. Обычно зависимость $D(V)$ принимается в виде

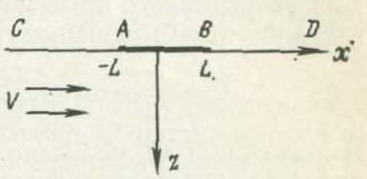


Рис. 7. Двумерная дисперсия вещества, поступающего на поверхность водоносного горизонта (расчетная схема)

$$D = \alpha V + D_M, \tag{36}$$

тогда уравнение гидродинамической дисперсии в осесимметричном радиальном потоке приобретает вид

$$\alpha \frac{A}{r} \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{D_M}{\partial r} \frac{\partial}{\partial r}\left(r \frac{\partial C}{\partial r}\right) = \frac{A}{r} \frac{\partial C}{\partial r} + \frac{\partial C}{\partial t}. \tag{37}$$

где $A = Q/2\pi m n_0$ (Q — расход скважины или другого источника, создающий радиальный поток).

Уравнение (37) одним из первых исследовал А. Огата в 1958 г. Для случая $D_M = 0$ им получено решение в интегральном виде; численное интегрирование решения не было проведено. П. Раймонди, Дж. Гарднер, К. Петрик [218] при решении этой же задачи сделали упрощающее предположение о том, что на некотором расстоянии r от скважины влияние дисперсии и диффузии на распределение концентрации возле этой точки мало́ по сравнению с общей дисперсией и диффузией, которая уже произошла при движении жидкости к этой точке. Тогда, пренебрегая левой частью уравнения (37), получим

$$\frac{\partial C}{\partial r} \approx \frac{r}{A} \cdot \frac{\partial C}{\partial t}. \tag{38}$$

Выражение (38) вводится в дисперсионный и диффузионный члены уравнения (37); при этом пространственные производные переходят в производные по времени:

$$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{A}{r}\cdot\frac{\partial C}{\partial r}=\left[\alpha\frac{r}{A}+D_M\frac{r^2}{A^2}\right]\frac{\partial^2 C}{\partial t^2}. \qquad (39)$$

Для непрерывного нагнетания при условиях $Q=const$, $C_{вх}=C_0$ *на* скважине ($r=0$) решение уравнения (39) имеет вид:

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=0{,}5\,\mathrm{erfc}\left[\left(\frac{r^2}{2}-At\right)\Big/\left(\frac{4}{3}\alpha r^3+\frac{D_M}{A}r^4\right)^{1/2}\right]. \qquad (40)$$

Выражение (40) получено интегрированием по времени выражения (41), *представляющего решение уравнения* (39) *для условий* мгновенного нагнетания в скважину массы вещества M при $r=0$ и $t=0$:

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=\left(\frac{M}{\rho Q}\right)\left(\frac{1}{\sqrt{4\pi b}}\right)\exp\left(-\left[\frac{(a-t)}{\sqrt{4b}}\right]^2\right) \qquad (41)$$

где $a=r^2/2A$, $b=(\alpha r^3/3A^2)+(D_M r^4/4A^3)$, ρ — плотность вводимого раствора вещества. Выражение (40), удовлетворяющее граничным условиям, не удовлетворяет начальным условиям, так как было принято, что $\partial C/\partial t=0$ при $t=0$. Однако это предположение выполняется уже при удалении от скважины на расстояние, превышающее 10—20 диаметров частиц пористой среды. Для случая $D_M=0$ выражение (40) приводится к безразмерному виду:

$$\overline{C}=\frac{C}{C_0}=0{,}5\,\mathrm{erfc}\left[\left(\frac{\rho^2}{2}-\tau\right)\Big/\sqrt{\frac{4}{3}\rho^3}\right]. \qquad (42)$$

где $\rho=r/\alpha$, $\tau=At/\alpha^2$.

Дж. Хупс и Д. Харлеман [130] осуществили численное решение уравнения (39). Сопоставив результаты с приближенным решением (40), они пришли к выводу, что хорошее совпадение с точностью до 1% отмечается при $\tau>1000$. Уравнение гидродинамической дисперсии в потоке с переменной по пути движения скоростью, имеющее в более общем случае вид:

$$\alpha V(S)\frac{\partial^2 C}{\partial S^2}+D_M\left(\frac{\partial^2 C}{\partial S^2}-\frac{1}{V(S)}\cdot\frac{\partial V}{\partial S}\cdot\frac{\partial C}{\partial S}\right)=$$
$$=V(S)\frac{\partial C}{\partial S}+\frac{\partial C}{\partial t}, \qquad (43)$$

где S — длина дуги вдоль криволинейной линии тока, рассмотрено Л. Гелхаром и М. Коллинзом [105]. *Ими получено приближенное* аналитическое решение, основанное на преобразовании пространственно-временной координатной системы и использовании *так называемого метода граничного слоя, или метода малых* возмущений, при котором решение уравнения (43) получается в

виде суммы двух решений — «внешнего» и «внутреннего». Первое из них характеризует чисто конвективный перенос метки в потоке, а второе — дисперсию метки в пограничной области между меченой и немеченой жидкостью, т. е. вблизи конвективного фронта фильтрации. В результате уравнение (43) переходит в простое уравнение теплопроводности.

При этом обязательным условием возможности такого перехода является некоторая удаленность рассматриваемых точек области фильтрации от источника поступления вещества в пласт: $\sqrt{\alpha/L} \ll 1$, где L — расстояние от источника.

Проверка полученного для радиального потока приближенного решения выполнена путем сопоставления с численным решением уравнения (43) с применением конечно-разностной неявной схемы; хорошее совпадение получено для точек фронта фильтрации, удаленных от источника на расстояние более $(15 \div 100)\alpha$.

Дисперсия инертной метки в условиях переменной скорости фильтрации рассматривалась также Дж. Даганом. Приближенное аналитическое решение задачи дисперсии при нагнетании раствора в скважину получено на основе применения метода малых возмущений при малых значениях параметра $\varepsilon = \alpha/L$. Для получения «внешнего» решения рассматривалось уравнение конвективного переноса без дисперсии; последняя учитывается при получении «внутреннего» решения для граничного слоя, т. е. зоны дисперсии вблизи фронта фильтрации. Этот же прием использовал Б. Хант при получении приближенного аналитического решения гидродинамической дисперсии радиоактивного вещества в радиальном потоке подземных вод.

Слоистая, анизотропная, трещиноватая толща. Гидродинамическая дисперсия в слоистой толще рассмотрена У. Шамиром и Д. Харлеманом [245] применительно к двум схемам фильтрации.

При фильтрации и продольной дисперсии в направлении, перпендикулярном к слоистости, в любом из i слоев процесс характеризуется уравнением (44)

$$D_{L_i} \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} - V_i \frac{\partial C}{\partial x_i} = \frac{\partial C_i}{\partial t}; \; 0 \leqslant x_i \leqslant l_i, \tag{44}$$

где V_i, D_{L_i} — скорость движения воды и коэффициент продольной дисперсии для i-го слоя. Для 1-го слоя начальное и граничное условия на входе приняты в виде

$$\left.\begin{aligned} C_1(x_1, 0) = 0; \; x_1 \geqslant 0 \\ C_1(0, t) = C_0; \; t \geqslant 0 \end{aligned}\right\}. \tag{45}$$

В конце слоя ($x_1 = l_1$) вместо более строгого условия равенства солевого потока на границе 1-го и 2-го слоев с целью упрощения решения ставится условие

$$C_1(\infty, t) = 0, \; t \geqslant 0, \tag{46}$$

т. е. слой считается полуограниченным. В этом случае решение для 1-го слоя получаем в виде, аналогичном (24):

$$\overline{C}_1 = \frac{C(l, t)}{C_0} = 0{,}5\left[\operatorname{erfc}\left(\frac{l_1 - V_1 t}{2\sqrt{D_{L_1} t}}\right) + \exp\left(\frac{V_1 l_1}{D_{L_1}}\right) \times \right.$$

$$\left. \times \operatorname{erfc}\left(\frac{l_1 + V_1 t}{2\sqrt{D_{L_1} t}}\right)\right]. \qquad (47)$$

Для 2-го слоя начальное условие имеет вид

$$C_2(x_2, 0) = 0, \; x_2 \geqslant 0. \qquad (48)$$

Граничными условиями для 2-го слоя при $x_2 = 0$ и $x_2 = l_2$ должны быть расходы вещества, входящего в слой и выходящего из него. Вместо этого на выходе ставится также упрощенное условие

$$C_2(\infty, t) = 0, \; t \geqslant 0, \qquad (49)$$

а на входе

$$C_2(0, t) = C_1(l_1, t), \qquad (50)$$

где $C_1(l_1, t)$ берется из решения (47). Точное решение уравнения (44) при $i = 2$, т. е. для $0 \leqslant x_2 \leqslant l_2$ с учетом выражений (47)—(50) получено в виде

$$\overline{C}_2 = C(x_2 t)/C_0 = 0{,}5 \int_0^t \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{l_1 - V_1 \tau}{2\sqrt{D_{L_1} \tau}}\right) + \right.$$

$$\left. + \exp\left(\frac{V_1 l_1}{2D_{L_1}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{l_1 + V_1 \tau}{2\sqrt{D_{L_1} \tau}}\right)\right] \cdot \left[\frac{x_2}{2\sqrt{\pi D_{L_2} (t - \tau)}} \times \right.$$

$$\left. \times \exp\left\{-\frac{[V_2 (t - \tau) - x_2]^2}{4 D_{L_2} (t - \tau)}\right\}\right] d\tau. \qquad (51)$$

Формула (51) для $\overline{C}_2$ так же, как и формулы для концентраций последующего любого слоя i, требуют численного интегрирования. Выполненные авторами соответствующие вычисления показали, что порядок следования слоев не влияет на результат вычисления $\overline{C}_i$, а при повторении слоев с одинаковыми параметрами их можно объединить в один слой эквивалентной длины.

Фильтрация в направлении вдоль слоистости (рис. 8) рассматривается при следующих предпосылках: 1) на входе (при $x = 0$) концентрация вдоль оси y резко изменяется от 0 до C_0; 2) с удалением от входа, вследствие поперечной дисперсии, изменение концентраций в направлении, перпендикулярном к слоистости и течению, происходит более плавно и в некотором сечении x_1 устанавливается стационарное распределение концентрации. Для этих условий уравнение для любого i-го слоя, простирающегося от $y = b_{i-1}$ до $y = b_i$, имеет вид

$$D_{L_i} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_{T_i} \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - V_i \frac{\partial C}{\partial x} = 0; \; b_{i-1} \leqslant y \leqslant b_i. \qquad (52)$$

Поскольку вторая производная от концентрации по оси x меньше, чем по оси y, уравнение для i-го слоя примет вид

$$D_{T_i}\frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - V_i\frac{\partial C}{\partial x} = 0;\ b_{i-1} \leqslant y \leqslant b_i. \tag{53}$$

Используя известную связь $D_{L_i} = \alpha V$, для 1-го и 2-го слоев (см. рис. 8) можно записать:

$$\frac{\partial C_1}{\partial x} = \alpha_{L_1}\frac{\partial^2 C_1}{\partial y^2};\ -\infty < y \leqslant b_1, \tag{54}$$

$$\frac{\partial C_2}{\partial x} = \alpha_{L_2}\frac{\partial^2 C_2}{\partial y^2};\ b_1 \leqslant y < \infty. \tag{55}$$

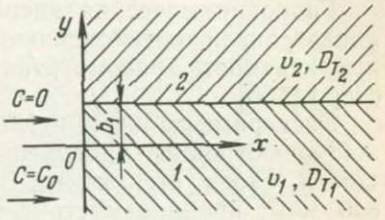


Рис. 8. Дисперсия в потоке, параллельном к слоистости:
1—2 — номера слоев; υ_1, υ_2 — действительные скорости движения воды; D_{T1} и D_{T2} — коэффициенты поперечной дисперсии

Граничные условия:

а) на входе

$$C_1(0, y) = C_0;\ -\infty < y < 0; \tag{56}$$

$$C_1(0, y) = 0;\ 0 \leqslant y \leqslant b_1; \tag{57}$$

$$C_2(0, y) = 0;\ b_1 < y < \infty; \tag{58}$$

б) на удаленных границах слоев

$$\left.\frac{\partial C_1}{\partial y}\right|_{y=-\infty} = C_0;\ \left.\frac{\partial C_2}{\partial y}\right|_{y\to+\infty} = 0; \tag{59}$$

в) на границе между слоями (для всех x)

$$C_1(x, b_1) = C_2(x, b_1). \tag{60}$$

$$D_{T_1}\left.\frac{\partial C_1}{\partial y}\right|_{y=b_1} = D_{T_2}\left.\frac{\partial C_2}{\partial y}\right|_{y=b_1}. \tag{61}$$

Решение системы уравнений (54)—(55) при условиях (56)—(61) получено в следующем виде:

для области $-\infty < y \leqslant 0$

$$\overline{C}_1 = 0{,}5\,\mathrm{erfc}\left\{\frac{y}{2\sqrt{\alpha_{L_1}x}} + \left(\left[1 - \frac{V_2}{V_1}\sqrt{\frac{\alpha_{T_2}}{\alpha_{T_1}}}\right]\Big/\left[1 + \frac{V_2}{V_1}\times\right.\right.\right.$$

$$\left.\left.\left.\times\sqrt{\frac{\alpha_{T_2}}{\alpha_{T_1}}}\right]\right)\mathrm{erfc}\left(\frac{2b_1 - y}{2\sqrt{\alpha_{L_1}x}}\right)\right\}, \tag{62}$$

а для области $b_1 \leqslant y < \infty$

$$\overline{C}_2 = \frac{1}{1 + (V_2\sqrt{\alpha_{T_2}}/V_1\sqrt{\alpha_{T_1}})}\,\mathrm{erfc}\left[\frac{(y - b_1)\sqrt{\alpha_{L_1}} + b_2\sqrt{\alpha_{L_2}}}{2\sqrt{\alpha_{L_1}\cdot\alpha_{L_2}\cdot x}}\right]. \tag{63}$$

В частном случае для однородной среды из (62) и (63) имеем

$$\overline{C}_1 = \overline{C}_2 = 0{,}5\,\mathrm{erfc}\,(y/\sqrt{2\alpha_L x}). \tag{64}$$

При $b_1 = 0$ решения (62) и (63) получены Г. Карслоу и И. Егером в 1959 г.

Экспериментальная проверка полученных решений проведена на вертикальной колонке, загруженной несколькими слоями пес-

ков различного состава (d_{50} от 0,8 до 3,5 мм), и в горизонтальном грунтовом лотке, в который помещались два слоя песка. В качестве меченой жидкости использован раствор NaCl (0,2%); концентрации раствора в песках определены путем измерения электрического сопротивления датчиками, расположенными на стенках колонки и лотка. Экспериментальные значения $\bar{C}_1$ и $\bar{C}_2$ оказались несколько ниже теоретических из-за влияния тупиковых пор, не учитываемого уравнениями (44) и (52).

Гидродинамическая дисперсия в пористой среде с поперечной анизотропией, обусловленной чередованием двух слоев различной проницаемости, рассмотрена в работах М. Моранвиля и Д. Кесслера [185].

Экспериментальные исследования дисперсии в среде с поперечной анизотропией проведены на моделях, состоящих из чередующихся слоев стеклянных частиц диаметром 60 мкм и 590—840 мкм; проницаемость слоев составляла соответственно $0{,}16\times$ $\times 10^{-6}$ см^2 и $3{,}15\cdot 10^{-6}$ см^2, толщина слоев 1,3 см. В опытах варьировались угол β между направлением фильтрации и осью симметрии α, а также фильтрационный расход. В качестве метки использован раствор KCl, для измерения концентрации метки применены электроды. При изменении угла от 90 до 0° проницаемость модели варьировала от $1{,}52\cdot 10^{-6}$ до $0{,}54\cdot 10^{-6}$ см^2. Экспериментально установленная зависимость коэффициента дисперсии по направлению фильтрации D_N от скорости движения воды в этом же направлении V_N имеет вид

$$D_N = \alpha_N (V_N)^{\gamma_N}, \tag{65}$$

где

$$\alpha_N = 0{,}0263 \div 0{,}665, \quad \gamma_N = 0{,}963 \div 1{,}17. \tag{66}$$

Параметр α линейно связан с $\cos^2\beta$.

Математическая модель для исследования гидродинамической дисперсии загрязнений в трещиноватых породах представлена Р. Крижеком, Э. Кастилло, Г. Каради [163]. При этом рассмотрена идеализированная схема напорного горизонтального водоносного пласта, сложенного скальными породами с двумя системами вертикальных трещин (рис. 9). Трещины имеют одинаковое раскрытие и ориентированы под определенными углами к направлению потока подземных вод. Блоки породы не взаимодействуют с загрязняющим веществом, поступающим в пласт через нагнетательную скважину. Стационарный поток движется по трещинам и узлам, находящимся на пересечении трещин. Для получения концентрационного распределения загрязнений в пласте рассматривают отдельно дисперсию в единичной трещине, происходящую из-за различия скоростей по поперечному сечению трещины, и дисперсию в узле трещин, происходящую в результате смешения воды, поступающей из трещин, образующих узел. Считается, что смешение в каждом узле может быть различным, при этом возможны два крайних случая: а) полное смешение,

когда из узла во все трещины выходит вода с одинаковой концентрацией; б) отсутствие смешения. Промежуточные случаи рассматриваются как линейные комбинации этих двух крайних случаев; варьируется также число трещин, питающих данный узел.

Для характеристики дисперсии в массиве объединяют результаты исследования дисперсии в трещине и в узле. Учитывается, что от одного узла к другому загрязнения могут идти различными

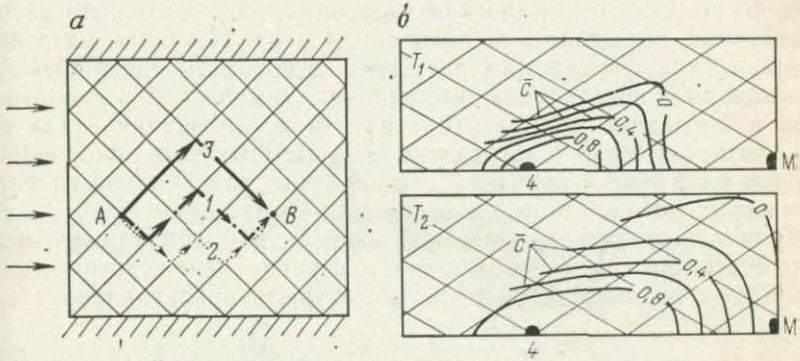


Рис. 9. Фильтрационная дисперсия в трещиноватой толще:
а — характерные пути движения воды от узла *A* к узлу *B*; *б* — изолинии концентрации $\bar{C}$ модели трещиноватого пласта на безразмерное время $T_1 = 0{,}5$ и $T_2 = 1$; *1—3* — характерные пути движения; *4* — нагнетательная скважина; М — расчетная точка

путями (см. рис. 9). Зная концентрацию вещества в начале трещины и распределение скоростей в ней, можно определить $\bar{C}(x, t)$ в конце трещины, т. е. на входе в узел. Затем в зависимости от числа входящих в узел трещин можно для различных видов смешения определить концентрацию загрязнений в воде, выходящей из узла. Эта концентрация является граничным условием в начале следующей трещины и т. д.

По описанной схеме с помощью ЭЦВМ были проведены вычисления для случая закачки через скважину меченой жидкости в пласт с естественным потоком подземных вод и без него. Для правильной сетки трещин и заданных параметров естественного потока, расхода скважины, ориентации и раскрытия трещин и т. п. были получены гидродинамические сетки фильтрации и изолинии концентраций загрязнений на различное безразмерное время $T = t/t_0$, где t — действительное время, отсчитываемое от начала закачки загрязнений в скважину; t_0 — некоторое характерное время, например, время поступления загрязнений к выбранной точке M (см. рис. 9).

В рамках выполненных экспериментов удалось установить, что:

1) режим фильтрации в напорном трещиноватом водоносном пласте (ламинарный, турбулентный) и степень смешения в узлах мало влияют на характер дисперсии загрязнений;

2) главными факторами, определяющими интенсивность дис-

персии, являются ориентация трещин, скорость естественного потока и расход закачки в скважину.

Физико-химическое взаимодействие мигрирующих веществ с породами. При миграции загрязняющих веществ в водоносном горизонте многие из них вступают в физико-химическое взаимодействие с подземными водами и породами, что влечет за собой изменение концентрации и скорости распространения этих веществ в пласте. К процессам физико-химического взаимодействия относятся физическая и химическая адсорбция, радиоактивный распад, растворение, осаждение, ионный обмен и др. Изучение названных процессов при фильтрации растворов в пористой среде было начато впервые применительно к задачам химической технологии и лишь в последние два десятилетия эти исследования стали осуществляться в связи с загрязнением подземных вод, захоронением отходов в глубокие горизонты земной коры, разработкой гидрогеохимических методов поисков полезных ископаемых и др.

Уравнение гидродинамической дисперсии мигрирующего вещества, способного при фильтрации к физико-химическому взаимодействию с горными породами, может быть представлено в виде

$$D_i \frac{\partial^2 C}{\partial x^2_i} - V_i \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} + \chi \frac{\partial N}{\partial t} + \bar{Q}. \qquad (67)$$

где D_i — коэффициенты продольной и поперечной дисперсии; C — концентрация вещества в жидкости; V_i — действительные скорости движения воды; N — концентрация адсорбированного на твердой фазе вещества; $\bar{Q}$ — интенсивность поступления вещества в раствор или удаления вещества из него; χ — коэффициент перед $\partial N/\partial t$, который в зависимости от формы выражения N равен 1, $1/n_0$ и $(1-n_0)/n_0$ при отнесении массы адсорбированного на твердой фазе вещества соответственно к единице объема порового пространства, к единице объема пористой среды или к единице объема твердой фазы.

В уравнении (67) разнообразные физико-химические процессы обобщенно отражены двумя членами правой части: $\partial N/\partial t$ и $\bar{Q}$. Членом $\partial N/\partial t$ характеризуются разнообразные обратимые процессы, обусловливающие переход вещества из растворенного состояния в твердую фазу и обратно; к числу таких процессов могут быть отнесены обратимая адсорбция, ионный обмен, кольматация и декольматация.

Член $\bar{Q}$ (*источник — сток* вещества) отражает необратимые процессы, приводящие к убыли (или к появлению) вещества в жидкой фазе, например, необратимую адсорбцию, радиоактивный распад, растворение и др. Закономерности адсорбции растворенных и эмульгированных веществ на твердой фазе при фильтрации определяются физическими и химическими особенностями сорбирующегося вещества и твердой фазы (сорбента). В задачах миграции веществ в подземных водах наиболее часто встречаются следующие зависимости между N, C и $\partial N/\partial t$.

1. Равновесная обратимая адсорбция:
при линейной изотерме Генри

$$N = \frac{1}{\beta} C; \quad \frac{\partial N}{\partial t} = \frac{1}{\beta} \frac{\partial C}{\partial t}, \tag{68}$$

где β — коэффициент распределения;
при нелинейной изотерме Фрейндлиха

$$N = kC^{\gamma}; \quad \frac{\partial N}{\partial t} = k\gamma C^{\gamma-1} \frac{\partial C}{\partial t}; \tag{69}$$

при нелинейной изотерме Хоугтона

$$N = k_1 C + k_2 C^2,$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = k_1 \frac{\partial C}{\partial t} + 2 k_2 C \frac{\partial C}{\partial t}. \tag{70}$$

2. Неравновесная обратимая адсорбция:
при линейной кинетике, отвечающей изотерме Генри

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \alpha (C - \beta N), \tag{71}$$

где α — коэффициент скорости адсорбции;
при нелинейной кинетике

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \alpha \cdot [(N_0 - N) C - \beta \cdot N], \tag{72}$$

где N_0 — предельное количество адсорбированного вещества, находящегося в условиях равновесия с раствором.

3. Необратимые реакции, входящие в член $\bar{Q}$, часто характеризуются уравнением кинетики 1-го порядка

$$\bar{Q} = \frac{\partial N}{\partial t} = \alpha C. \tag{73}$$

Радиоактивный распад описывается аналогично:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\bar{\lambda} C, \tag{74}$$

где $\bar{\lambda}$ — постоянная радиоактивного распада.
При растворении твердых солей

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\alpha_p (C_н - C), \tag{75}$$

где $C_н$ — концентрация насыщения раствора солью.

В выражениях (68)—(71) β, α, $\alpha\cdot$, α_p, k, γ, $\bar{\lambda}$ — равновесные и кинетические параметры того или иного рассматриваемого процесса. Уравнение (67) совместно с одним или двумя уравнениями из числа (68)—(75) рассматривалось многими исследователями для различных расчетных схем, отличающихся формой и размерами фильтрующей среды, характером фильтрационного потока, граничными условиями.

Точные аналитические решения уравнений массообмена получены лишь для некоторых, наиболее простых расчетных схем. При усложнении задачи (радиальный поток, учет кинетики реакций, двумерная дисперсия, изменяющийся во времени ввод вещества в пласт и др.) возможно получение лишь приближенных аналитических решений, а в ряде случаев (например, для слоистой толщи) приходится использовать численные методы решения уравнений массопереноса.

Дисперсию и обратимую адсорбцию в фильтрационном потоке одними из первых исследовали Л. Лапидус и Н. Амундсон (1952 г.). Для полуограниченной среды и условий на входе вещества в пористую среду в виде

$$\left.\begin{aligned} C(x, 0) = N(x, 0) = 0, \\ C(0, t) = C_0 = const \end{aligned}\right\} \tag{76}$$

решения уравнения (67) при $\chi = 1/n_0$, $\bar{Q} = 0$ для относительной концентрации $\bar{C}$ имеют следующий вид:

при обратимой равновесной адсорбции по (68):

$$\bar{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5\left[\operatorname{erfc}\left(\frac{x - \dfrac{Vt}{(1 + 1/n_0\beta)}}{2\sqrt{Dt/x^2(1 + 1/n_0\beta)}}\right) + \right.$$

$$\left. + \exp\left(\frac{Vx}{D}\right)\operatorname{erfc}\left(\frac{x + \dfrac{Vt}{(1 + 1/n_0\beta)}}{2\sqrt{Dt/x^2(1 + 1/n_0\beta)}}\right)\right]. \tag{77}$$

Член $\dfrac{1}{(1 + 1/n_0\beta)}$, характеризующий уменьшение скорости распространения вещества в потоке из-за адсорбции, часто называют «задерживающим фактором»;

при обратимой неравновесной адсорбции по (71):

$$\bar{C} = \frac{C}{C_0} = \exp\left(\frac{Vx}{2D}\right)\left[G(t) + \alpha\beta\int_0^t G(t)\,\mathrm{d}t\right], \tag{78}$$

где

$$G(t) = \exp(-\alpha\beta t)\int_0^t I_0\left\{2\left[\frac{\alpha^2\beta\theta}{n_0}(t - \theta)\right]^{\frac{1}{2}}\right\} \times$$

$$\times \frac{x}{2\sqrt{\pi D\theta^2}}\exp\left[(-x^2/4D\theta) - \theta\left(\frac{V^2}{4D} + \alpha n_0 - \alpha\beta\right)\right]\mathrm{d}\theta. \tag{79}$$

Если не учитывать дисперсию, решению системы (67), (71) при тех же условиях (76), полученное Г. Томасом в 1944 г., имеет вид:

$$\bar{C} = \frac{C}{C_0} = F(\eta, \tau) = 1 - \mathrm{e}^{-\tau}\int_0^{\eta}\mathrm{e}^{-z}I_0(2\sqrt{\tau z})\,\mathrm{d}z, \tag{80}$$

где $\eta = \alpha x/V$, $\tau = \alpha\beta(t - n_0 x/V)$.

При равновесной нелинейной изотерме адсорбции (70) и условиях

$$\left.\begin{array}{c} C(z, 0) = \begin{cases} C_0, & z < 0 \\ 0, & z > 0 \end{cases} \\ \lim\limits_{z \to \infty} C(z, t) = 0 \text{ при } t > 0 \ (z = x - Vt) \end{array}\right\} \tag{81}$$

решение уравнения (67) при $\bar{Q} = 0$, $\chi = \frac{1}{n_0}$ получено Ф. Данкхорстом и Дж. Хоутоном в 1965 г.

М. Марино [174] исследовал одномерные задачи массопереноса с физико-химическим взаимодействием для условий, когда концентрация вещества на входе в пласт изменяется во времени по экспоненте в виде

$$C(0, t) = C_0 e^{\gamma t} \tag{82}$$

или

$$C(0, t) = C_0 (1 - e^{-\gamma t}). \tag{83}$$

Остальные краевые условия, характеризующие процессы в полуограниченной пористой среде, имеют вид

$$\left.\begin{array}{l} C(x, 0) = 0, \ x \geqslant 0 \\ C(\infty, t) = 0, \ t \geqslant 0 \\ N(x, 0) = 0, \ x \geqslant 0 \end{array}\right\}, \tag{84}$$

где N — содержание адсорбированного вещества.

Решения при условиях (82) и (84) или (83) и (84) получены для следующих случаев:

1) конвективный перенос и дисперсия

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t}; \tag{85}$$

2) конвективный перенос, дисперсия и необратимая неравновесная адсорбция вида (73)

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{1 - n_0}{n_0} \frac{\partial N}{\partial t}; \tag{86}$$

3) конвективный перенос, дисперсия и радиоактивный распад

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} - \tilde{\lambda} C = \frac{\partial C}{\partial t}, \tag{87}$$

где $\tilde{\lambda}$ — константа радиоактивного распада.

Решения уравнений (85)—(87) при условиях (82) и (84) могут быть записаны в общем виде:

$$\overline{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5 \exp(\gamma t) \left\{ \exp\left[\frac{x(V - \mu)}{2D}\right] \operatorname{erfc}\left(\frac{(x - \mu t)}{2\sqrt{Dt}}\right) + \right.$$
$$\left. + \exp\left[\frac{x(V + \mu)}{2D}\right] \operatorname{erfc}\left(\frac{x + \mu t}{2\sqrt{Dt}}\right)\right\}. \tag{88}$$

где значения μ равны соответственно:

$$\mu_{(85)} = [V^2 + 4D\gamma]^{1/2}, \tag{89}$$

$$\mu_{(86)} = \left[V^2 + 4D\frac{\alpha(1-n_0)}{n_0} + \gamma\right]^{1/2}, \tag{90}$$

$$\mu_{(87)} = [V^2 + 4D(\bar{\lambda} + \gamma)]^{1/2}. \tag{91}$$

При условиях (83) и (84) решения уравнений (85)—(87) имеют вид:

$$\overline{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5\left\{\exp\left[\frac{x(V-\rho)}{2D}\right]\operatorname{erfc}\left(\frac{x-\rho t}{2\sqrt{Dt}}\right) + \right.$$
$$+ \exp\left[\frac{x(V+\rho)}{2D}\right]\operatorname{erfc}\left(\frac{x+\rho t}{2\sqrt{Dt}}\right) - \exp(-\gamma t) \times$$
$$\times\left[\exp\left[\frac{x(V-\sigma)}{2D}\right]\operatorname{erfc}\left(\frac{x-\sigma t}{2\sqrt{Dt}}\right) + \right.$$
$$\left.\left. + \exp\left[\frac{x(V+\sigma)}{2D}\right]\operatorname{erfc}\left(\frac{x+\sigma t}{2\sqrt{Dt}}\right)\right]\right\}, \tag{92}$$

где ρ и σ соответственно составляют:

$$\rho_{(85)} = V, \ \sigma_{(85)} = (V^2 - 4D\gamma)^{1/2}; \tag{93}$$

$$\rho_{(86)} = \left[V^2 + 4D\frac{\alpha(1-n_0)}{n_0}\right]^{1/2}; \ \sigma_{(86)} = \left[V^2 + 4D\frac{\alpha(1-n_0)}{n_0}\gamma\right]^{1/2}; \tag{94}$$

$$\rho_{(87)} = (V^2 + 4D\bar{\lambda})^{1/2}; \ \sigma_{(87)} = [V^2 + 4D(\bar{\lambda} - \gamma)]^{1/2}. \tag{95}$$

При условии на входе $C(0, t) = C_0$ выражения (88) и (92) переходят в известные решения. Для уравнения (85) решение имеет вид (24); для уравнения (87) — то же решение (88), но при $\mu = (V^2 + 4D\bar{\lambda})^{1/2}$ [39].

Гидродинамическая дисперсия и радиоактивный распад вещества в радиальном потоке исследованы Б. Хантом [135] применительно к закачке в совершенную скважину за время T конечного объема раствора радиоактивного вещества. С учетом соотношения $D = \alpha U$, уравнение гидродинамической дисперсии в радиальном потоке имеет вид

$$\frac{Q\alpha}{2\pi mr}\frac{\partial^2 C}{\partial r^2} - \frac{Q}{2\pi m n_0 r}\frac{\partial C}{\partial r} = \frac{\partial C}{\partial t} + \bar{\lambda}C. \tag{96}$$

Здесь Q — расход нагнетания; m — мощность пласта; n_0 — активная пористость; $\bar{\lambda}$ — параметр радиоактивного распада. Начальные и граничные условия записываются в виде

$$\left.\begin{array}{c} C(r, 0) = 0; \ C(\infty, t) = 0; \\ C(0, t) = 0 \text{ при } -\infty < t < 0 \text{ и } T < t < \infty; \\ C(0, t) = 1 \text{ при } 0 < t < T. \end{array}\right\} \tag{97}$$

Система (96), (97) решена приближенно методом разложения в ряд по малому параметру $\bar{\varepsilon}$, равному в данном случае

$$\bar{\varepsilon} = \alpha\sqrt{\frac{2\pi m n_0^3}{QT}}.$$

При использовании этого метода получены раздельно решения для двух областей: внешней, удаленной от переходной зоны, где происходит основное изменение концентрации, и внутренней, охватывающей переходную зону. При рассмотрении внешней области пренебрегают дисперсией и получают с учетом радиоактивного распада, так называемое внешнее решение $\bar{C}_м(\bar{r}, \bar{t})$. Во внутренней области дисперсия учитывается одновременно с радиоактивным распадом; здесь получают два внутренних решения — для фронтальной части зоны $\bar{C}_F(\bar{r}, \bar{t})$ и для тыльной $\bar{C}_R(\bar{r}, \bar{t})$.

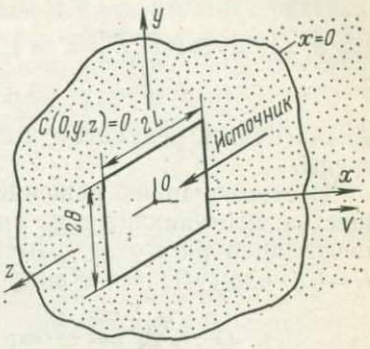


Рис. 10. Трехмерная дисперсия сорбирующегося радиоактивного вещества, поступающего в одномерный поток из источника конечных размеров

Радиоактивный распад, равновесная линейная адсорбция и трехмерная дисперсия вещества, поступающего в водоносный пласт из прямоугольного источника конечных размеров $2L \times 2B$, рассмотрены Г. Шеном [246] для условий одномерного стационарного потока (рис. 10). Концентрация загрязнений на выходе из источника задана изменяющейся во времени. Дифференциальное уравнение рассматриваемого процесса с учетом радиоактивного распада вещества, находящегося в воде и адсорбированного, представлено в виде

$$D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + D_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} =$$

$$= \frac{\partial}{\partial t}\left(C + \frac{1 - n_0}{n_0} N\right) + \bar{\lambda}\left(C + \frac{1 - n_0}{n_0} N\right), \qquad (98)$$

где $\bar{\lambda}$ — постоянная радиоактивного распада. Принимая изотерму сорбции в виде $N = \frac{1}{\beta} C$, из (98) можно получить

$$D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + D_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = a \frac{\partial C}{\partial t} + a\bar{\lambda} C, \qquad (99)$$

где

$$a = 1 + \frac{1}{\beta}\left(\frac{1 - n_0}{n_0}\right). \qquad (100)$$

При краевых условиях

$$C(0, y, z, t) = C_0 f(t);\ t > 0,\ |y| < B,\ |z| < L; \qquad (101)$$

$$C(0, y, z, t) = 0;\ t > 0,\ |y| > B,\ |z| > L; \qquad (102)$$

$$C(x, y, z, 0) = 0;\ x \geqslant 0;$$

$$\lim_{r \to \infty} C(x, y, z, t) = 0;\ x > 0,\ |y|,\ |z| \geqslant 0\ (r^2 = x^2 + y^2 + z^2) \qquad (103)$$

полученное Г. Шеном [246] решение системы (99)—(103) имеет очень сложный вид.

Для стационарного режима ($t\to\infty$) решение также может быть получено только путем численного интегрирования. Стационарный случай ($t\to\infty$) при условии постоянства концентрации вещества описывается на входе более простым решением:

$$C^{\cdot}(x^{\cdot}, y^{\cdot}) = \frac{2}{\pi}\int_0^{\infty} \frac{\sin\alpha B^{\cdot}\cos\alpha y^{\cdot}}{\alpha} \exp \times [-(\sqrt{\alpha^2+\mu^{\cdot}} - 0{,}5V^{\cdot})\, x^{\cdot}]\, d\alpha, \quad (104)$$

где $B^{\cdot} = \sqrt{a}VB/\sqrt{D_xD_y}$; $x^{\cdot} = \sqrt{a}Vx/D_x$; $y^{\cdot} = \sqrt{a}Vy/\sqrt{D_xD_y}$,

$$\mu^{\cdot} = \frac{1}{4}V^{\cdot 2} + \lambda^{\cdot};\ C^{\cdot} = C/C_0;\ V^{\cdot} = 1/\sqrt{a}.$$

Аналогичный результат получил Б. Хант для неадсорбирующей среды.

Нестационарное решение уравнения двумерной дисперсии вещества, поступающего из линейного источника шириной $2B$, с концентрацией на входе, изменяющейся во времени по зависимости $C=C_0\cdot\exp(\gamma t)$, имеет вид

$$C^{\cdot}(x^{\cdot}, y^{\cdot}, t^{\cdot}) = \frac{1}{\pi}\exp(0{,}5V^{\cdot}x^{\cdot} + \gamma^{\cdot}t^{\cdot})\int_0^{\infty}\frac{\sin\alpha B^{\cdot}\cos\alpha y^{\cdot}}{\alpha}\times$$

$$\times\left[\exp(-x^{\cdot}\sqrt{\eta})\operatorname{erfc}\left(\frac{x^{\cdot}}{2\sqrt{t^{\cdot}}} - \sqrt{\eta t^{\cdot}}\right) + \exp(x^{\cdot}\sqrt{\eta})\times\right.$$

$$\left.\times\operatorname{erfc}\left(\frac{x^{\cdot}}{2\sqrt{t^{\cdot}}} + \sqrt{\eta t^{\cdot}}\right)\right] d\alpha, \quad (105)$$

где $\eta=\alpha^2+\gamma+\mu^{\cdot\cdot}$; $t^{\cdot}=V^2t/D_x$.

Для одномерного случая аналогичное решение получено М. Марино [174].

Уравнение массопереноса (67) с учетом дисперсии, обратимых процессов адсорбции по кинетике 1-го порядка (71), радиоактивного распада, необратимых физико-химических процессов по (73) рассмотрел Ф. Линдстром для условий пульсирующего ввода вещества в фильтрационный поток при граничных условиях III рода на входе.

Экспериментальные данные параметрах массопереноса. Коэффициент гидродинамической дисперсии. Определения коэффициента гидродинамической дисперсии при фильтрации в однородной пористой среде проведены многими исследователями в лабораторных условиях. Обзор экспериментальных работ по этому вопросу за период до 1962 г. сделан Т. Перкинсом и О. Джонстоном. Соответственно этим данным экспериментально установленная зависимость коэффициента дисперсии D от геометрических характеристик пористой среды и действительной скорости движения воды V имеет вид

$$D/D_0 = D_M\mathrm{Pe}^{\alpha}{}_M/D_0 + \beta\,\mathrm{Pe}^{\alpha}{}_M, \quad (106)$$

где D_0 — коэффициент молекулярной диффузии в свободном объеме; $D_м$ — коэффициент молекулярной диффузии в пористой среде, молекулярное число Пекле $\mathrm{Pe}_M = Vd/D_0$; d — средний размер частиц пористой среды; β — коэффициент, характеризующий струк-

туру пористой среды; α — показатель, зависящий от неоднородности укладки частиц среды ($\alpha = 1—1{,}2$). Величина D_M/D_0 отражает извилистость поровых каналов и по экспериментальным данным изменяется в пределах от 0,28 до 0,63. При $Pe_M < 0{,}1$ преобладает молекулярная диффузия, при $Pe_M > 5$ преобладает конвективный перенос. В переходной области $0{,}1 < Pe_M < 5$ проявляются как молекулярная диффузия, так и конвективный перенос. При очень больших значениях Pe_M на конвективную дисперсию оказывают влияние инерционные силы и турбулентность, обуславливающие поперечное рассеяние вещества. Коэффициент поперечной дисперсии D_T в одномерном потоке, как правило, меньше коэффициента продольной дисперсии D_L:

$$D_L/D_T = 6 \div 24. \qquad (107)$$

Проведенные в последующие годы лабораторные исследования были направлены на уточнение зависимости D от Pe_M, D_0, D_M.

Анализируя эти данные, Д. Розе [229] несколько расширил область проявления молекулярной диффузии до $Pe_M \leqslant 0{,}3$ и отметил, что в области преобладания конвективного переноса ($Pe_M \geqslant 5$) следует учитывать влияние поперечной дисперсии. Зависимость коэффициента дисперсии от V часто выражают в виде

$$D_L = \alpha_L V^b \text{ и } D_T = \alpha_T V^b. \qquad (108)$$

По данным С. Гупта и Р. Гринкорна [120], в песках, содержащих от 0 до 7,5% глинистых частиц, коэффициент дисперсии D_L равен 0,05—0,8 см²/мин, параметр $b = 0{,}97—1{,}16$ и не зависит от содержания глинистых частиц. В суглинистой почве, содержащей 7,4% глинистых частиц, параметр $\alpha_L = 0{,}44$ см, $b = 1$.

Результаты немногочисленных работ по определению параметров гидродинамической дисперсии пород в естественных условиях залегания, требующих выполнения специальных полевых опытных работ, представлены в табл. 1. Существенно, что при полевых работах установлены значения α, превышающие на два-три порядка соответствующие величины по данным лабораторных исследований на однородных образцах пористых сред и пород. Так, в трещиноватых породах (мел, доломиты, песчаники) параметр продольной дисперсии α_L измеряется в метрах и достигает 50 м, а в высокопроницаемых песчано-гравийных толщах $\alpha_L = 6—21$ м. Отдельные измерения параметра поперечной дисперсии α_T дали также высокие значения — 4,3 м [214]. Высокие значения α указывают на возможность формирования в природных водоносных пластах значительных по размерам зон дисперсии. Вместе с тем следует отметить известную условность выполненных определений D и α в натуре, что связано с фильтрационной неоднородностью опробуемого массива пород и с приближенностью расчетных схем, использованных для нахождения этих параметров.

Параметры адсорбции. Определение параметров адсорбции проводилось по результатам лабораторного изучения фильтрации в породах растворов, содержащих различные загрязняющие

Таблица I

Порода	Параметр α, м	Литературный источник
Высокопроницаемые отложения (переслаивание гравия и песков)	$\alpha_L = 6—460$	[259]
Мел	$\alpha_L = 50$	[60]
„	$\alpha_L = 12$	[60]
„	$\alpha_L = 11$	[60]
„	$\alpha_L = 3—1$	[139] ***
Флювиогляциальные отложения (переслаивания песков различной крупности с гравием)	$\alpha_L = 21{,}3$ $\alpha_L = 4{,}3$	[214] *
Трещиноватые доломиты	$\alpha_L = 38$	[117]
Доломиты	$\alpha_L = 13—38$	[126] **
Песчаники	$\alpha_L = 0{,}6$	[198]

* Определено моделированием по натурным данным о развитии ареала загрязнения хромом.
** Определено в поле двухскважинным методом (откачка—нагнетание).
*** Запуск радиоизотопного индикатора в виде пакета в наблюдательную скважину при откачке.

вещества. Сорбционная способность почв в отношении кальция и свинца изучена С. Е. Йоргенсом [146] в связи с прогнозом загрязнения почв и подземных вод на участках складирования осадков, остающихся после сточных вод. Коэффициент распределения β, выраженный как отношение концентрации металла в растворе (мг/л) к концентрации металла в почве (мг/кг), составил 0,01—0,17 для кальция и 0,001—0,003 для свинца. При высоком содержании в почве гумуса и глинистых коллоидов, а также при пониженных значениях pH отмечаются повышенные значения коэффициента распределения. К наиболее частым загрязнителям, поступающим в подземные воды из хозяйственно-бытовых сточных вод и ливневых стоков с сельскохозяйственных угодий, относятся фосфаты и соединения азота. Адсорбция фосфатов в статических и динамических условиях изучена С. Гуптой и Р. Гринкорном [119] на песках с добавкой глины в количестве от 0 до 7,5%. В статических условиях адсорбция фосфатов происходила по изотерме Фрейндлиха (69) при значениях k от 0,024 до 0,103, а $\gamma = 0{,}221—0{,}266$. В динамических условиях, при фильтрации со скоростью $V = 0{,}38—1{,}55$ см/мин, движение фосфатов подчинялось закономерностям линейной равновесной адсорбции (68) при $\beta = 7{,}1—16{,}7$ для песков с различным содержанием глины. Отмечено, что в од-

ной и той же среде при изменении скорости фильтрации величина β не изменялась.

У. Вуд [292] изучал динамическую сорбцию сульфатов на песчаных грунтах в связи с прогнозом качества подземных вод при их искусственном пополнении. Через колонки, заполненные песками различной крупности и состава, фильтровали раствор Na_2SO_4+ +NaCl с разными начальными значениями pH. При pH = 8 сорбция сульфатов происходила по типу изотермы Фрейндлиха, причем присутствие хлоридов и натрия мало сказывалось на характере сорбции. Сорбция сульфатов контролировалась величиной удельной поверхности частиц грунта, содержанием окислов и гидроокислов железа и значением pH. Так, в песках с диаметром частиц 250—500 мкм при pH = 3—7 сорбция составляет 11 мкг/г, а при pH = 7—10 она снижается до нуля.

При концентрации сульфатов в растворе менее 634 мг/л параметр равновесной сорбции $\beta(\beta = C/N)$ составлял 2,78.

Адсорбция хлоридов на поверхности частиц фильтрующей породы исследована А. Эльпринсом и П. Деем. Кинетическая константа α_p в уравнении (75), характеризующая процессы осаждения и растворения солей при фильтрации в почвах, определена Д. Меламедом, Р. Хенксом и Л. Уиллардсоном и составляет 0,043 1/ч.

Гравитационная сегрегация. Исследования гравитационной сегрегации — формирования поверхности раздела подземных вод различной плотности и вязкости — проводились в связи с: 1) магазинированием пресных вод в водоносных пластах, содержащих соленые воды; 2) определением допустимой интенсивности водоотбора пресных подземных вод на морских побережьях при опасности интрузии морских соленых вод; 3) подземным захоронением сточных вод и др.

Исследование режима фильтрации в присутствии вод различной плотности и вязкости — это сложная гидродинамическая задача, для аналитического решения которой обычно вводят упрощающие предпосылки, например о постоянстве напора в зоне соленых вод, о резкой границе между пресными и солеными водами и др. Обзор теоретических исследований по определению положения, формы и движения поверхности раздела пресных и соленых вод в прибрежных водоносных пластах при различных условиях выполнен Дж. Бером, Д. Заславски, С. Ирмеем. У. Шамир и Дж. Даган для описания перемещения границы пресных и соленых вод осуществили численное решение дифференциальных уравнений фильтрации. И. Киши и И. Фукуо выполнили теоретический анализ трехмерной фильтрации подземных вод при откачке пресных вод из прибрежного водоносного горизонта, контактирующего с солеными морскими водами. Линеаризированное дифференциальное уравнение стационарной фильтрации решено ими с помощью функций Грина и представлено в интегральной форме.

При фильтрации гравитационная сегрегация в водоносном пласте происходит одновременно с гидродинамической дисперсией и диффузией. Это обстоятельство еще более усложняет математиче-

ское описание формирования зоны смешения, так как появляется необходимость рассмотрения взаимосвязанных уравнений движения воды и солей, в которых необходимо учитывать переменную плотность воды (зависящую от концентрации солей) и переменный коэффициент дисперсии (зависящий от изменяющейся скорости фильтрации).

В связи с этим при исследовании гравитационной сегрегации в природных водоносных системах широко используют модели — физические, аналоговые (вязко-жидкостные) и численные.

Экспериментально гравитационная сегрегация в водонасыщенной пористой среде исследована в статических (без фильтрации) и в динамических (при фильтрации) условиях. Ф. Крейг, Дж. Сандерлиа, Д. Мур и Т. Джеффен [21] изучали динамическую гравитационную сегрегацию на горизонтальных моделях, состоящих из песка. Результаты опытов были выражены в виде зависимости объема вытесняющей жидкости, заполняющей участок физической модели до наклонной границы раздела, от безразмерного комплекса $(\mu UL/k_{\text{г}}g\Delta\rho h)$, где μ — вязкость вытесняемой жидкости; U — скорость фильтрации; L — длина модели; $k_{\text{г}}$ — коэффициент фильтрации в горизонтальном направлении; g — ускорение свободного падения; h — высота модели; $\Delta\rho$ — различие плотностей вытесняющей и вытесняемой жидкостей. Эффект дисперсии и диффузии при этом не учитывался. Дж. Гарднер, Дж. Доуни и Г. Кендел [101] изучали статическую гравитационную сегрегацию на одномерных горизонтальных моделях. В результате проведенных опытов для определения величины проекции наклонной границы раздела на горизонтальную ось ими предложена эмпирическая зависимость:

$$(2y/h)^2 = \frac{16}{3} R^2 \frac{k_{\text{г}}}{k_{\text{в}}} \frac{(t/t_0)^2}{(1 + t/t_0)}, \qquad (109)$$

где $2y$ — проекция границы раздела на горизонтальную ось; h — мощность пласта; $k_{\text{г}}$ и $k_{\text{в}}$ — горизонтальная и вертикальная проницаемости; R — отношение подвижностей вытесняющей и вытесняемой жидкостей, приблизительно равное единице; t — время; t_0 — комплексный параметр, равный

$$4 n_0 h \bar{\mu} R / 3 k_{\text{г}} g \Delta\rho, \qquad (110)$$

где $\bar{\mu}$ — средняя вязкость обеих жидкостей (в паскаль-секундах), n_0 — пористость; g — ускорение свободного падения, см/с^2; $\Delta\rho$ — различие плотностей жидкостей, г/см^3. В выражении (109) не учитывается влияние диффузии и дисперсии на гравитационную сегрегацию.

Результаты экспериментов, изображенные в виде графика зависимости $(2y/h)$ от безразмерного параметра $(k_{\text{г}}g\Delta\rho/n_0\bar{\mu}h)t$, показали, что в начале процесса, когда этот параметр $\leqslant 0{,}6$, наклон границы раздела сохраняется постоянным, а затем уменьшается пропорционально $\sqrt{t}$ из-за эффекта молекулярной диффузии.

Как показали эти исследования, поверхность раздела можно принимать плоской, так как заметная кривизна проявляется только в условиях, когда отношение вязкостей жидкостей более 10.

О. Эсмаил и О. Кимблер [89] исследовали экспериментально гравитационную статическую сегрегацию в горизонтальном однородном пласте по методике Дж. Гарднера, Дж. Доуни и Г. Кендела [101], но при этом дополнительно учли влияние зоны смешения, формирующейся вследствие дисперсии. С этой целью была введена новая переменная — *гравитационный градиент* $S = (\Delta\rho/L_д)$, где $L_д$ — длина зоны смешения, зависящая от величины коэффициента дисперсии D; $\Delta\rho$ — разность плотностей.

Опыты по гравитационной сегрегации в статических условиях были выполнены на линейных моделях длиной 100 и 117 см, высотой 8 и 18 см; пористость грунтов составляла 0,21 и 0,25, проницаемость 6 и 6,8 мкм². Вытеснение воды из водонасыщенного грунта проводилось раствором бихромата натрия $Na_2Cr_2O_7 \cdot 2H_2O$, имеющим яркую окраску. Изменением концентрации этого раствора достигали значения $\Delta\rho$ 0,43 и 0,55 г/см³, а $\bar{\mu}$ 0,016 и 0,0215.

В начале опыта для получения вертикальной границы раздела модель ставили вертикально и подавали более плотную жидкость под напором в нижнюю часть грунта. Затем путем подачи растворов бихромата калия дробными порциями искусственно формировалась зона смешения. Причем в каждой последующей порции концентрация нарастала — от 5 до 100%. Число и объем порций определяли желаемую длину зоны смешения. В опытах она составляла от 9,5 до 60 см и определялась по длине участка размещения жидкости, а также по расходу нагнетания и пористости грунта. Нагнетание прекращали, когда зона смешения достигала центра модели. В момент, принимаемый за $t = 0$, модель быстро переводили в горизонтальное положение и начинали наблюдения за наклоном первоначально вертикальной зоны смешения.

Результаты опытов для моделей при $\Delta\rho = 0{,}43$ г/см³, $\bar{\mu} = 0{,}016$ показывают, что при наличии зоны смешения длиной $L_д$ статическая гравитационная сегрегация обычно меньше, чем без зоны дисперсии, т. е. при первоначально резкой вертикальной границе между жидкостями, причем с увеличением зоны смешения интенсивность гравитационной сегрегации снижается. Обработка опытов на шести моделях, отличающихся значениями $\Delta\rho$, $\bar{\mu}$, $L_д$, дала эмпирическую зависимость $2y/h$ от сложного безразмерного комплекса ψ:

$$\psi = [(k_г g \Delta\rho t)/(n_0 \bar{\mu} h)]\,[\bar{\mu}^{\frac{2}{3}} S)/(\Delta\rho^{\frac{5}{3}} g^{\frac{1}{3}})]^{0,5}; \qquad (111)$$

для $0 < \psi \leqslant 0{,}1$

$$(2y/h) = 19{,}67\,\psi + 0{,}033; \qquad (112)$$

для $0{,}1 < \psi \leqslant 1{,}0$

$$(2y/h) = 0{,}8379 + 11{,}688 - 4{,}19\psi^2. \qquad (113)$$

Для применения зависимости (111) обе части безразмерного комплекса ψ в модели и в прототипе должны быть равными.

Авторы высказывают мнение, что при одинаковой вязкости жидкостей гравитационная сегрегация в динамических условиях может быть также охарактеризована зависимостью (111), где для динамического случая t — время перемещения границы раздела из одного положения в другое; экспериментально это предположение не было проверено. Поскольку в динамических условиях длина зоны смешения $L^{\text{д}}$ и, следовательно, значение S и ψ зависят от скорости фильтрации и времени, использование указанных выше эмпирических зависимостей в практических задачах было проведено с применением ЭЦВМ.

Результаты экспериментов и основные закономерности формирования границы раздела, установленные Дж. Гарднером, Дж. Доуни и Г. Кенделом [101], подтверждены опытами Д. Розе и Дж. Пассиура [230]. Кроме того, эти авторы в условиях взаимодействия смешивающихся жидкостей различной плотности (вода и растворы NaCl) определяли коэффициент дисперсии. Показано, что даже очень малые отличия в плотности вытесняющей и вытесняемой жидкостей вызывают заметное изменение значения коэффициента дисперсии D, вычисленного из опыта обычным путем, без учета $\Delta\rho$. Для условий опыта (скорость движения воды $1{,}18\times\times10^{-3}$ см/с, коэффициент фильтрации $n\cdot10^5$ см/с) изменение $\Delta\rho$ от $2{,}05\cdot10^{-4}$ до $8{,}18\cdot10^{-4}$ г/см^3 вызвало соответствующее увеличение D от $3{,}35\cdot10^{-5}$ до $6{,}96\cdot10^{-5}$ см^2/с. Ф. Петерсон, Дж. Уильямс и С. Уиткрафт [212] исследовали гравитационный эффект в связи с практическими задачами захоронения сточных вод на Гавайских островах, где для водоснабжения используют линзы пресных вод, а захоронение сточных, также слабоминерализованных вод проводится в глубоко залегающие и более плотные соленые и солоноватые подземные воды. Из-за различия в плотности более легкие сточные воды, нагнетаемые в соленые, поднимаются вверх, в зону распространения чистых вод, что вызывает опасность загрязнения пресных вод непосредственно на участках закачки, а также на прибрежных участках, где происходит дренирование подземных вод.

Прогноз распространения закачиваемых сточных вод в водоносных пластах в данном случае был выполнен с использованием физической и аналоговой моделей — песчаного и щелевого лотка. На моделях были воссозданы зоны пресных, соленых и переходных смешанных вод. Опыты выполнены в статических условиях (расход естественного потока пресных вод $q=0$) и в динамических условиях ($q>0$); варьировалось место закачки — в зону смешения или в зону соленых вод.

Показано, что развитие ареала загрязненных вод контролируется расходом нагнетания Q, величиной q и местом расположения точки нагнетания в разрезе, т. е. относительно границы раздела соленых и пресных вод.

Моделирование миграции вещества для прогноза качества подземных вод. Структура моделей. Практические задачи прогноза качества подземных вод, возникающие в связи с миграцией загрязненных и минерализованных вод в водоносных пластах, во многих случаях решаются путем моделирования этого процесса для конкретных природных условий с учетом свойств водоносного пласта, характера источников загрязнения, состава и свойств загрязняющего компонента и других факторов. Значительное число работ по моделированию качества подземных вод проведено в последние 10—15 лет. Обзор этих исследований выполнили Дж. Рубин и Л. Гельхар.

Физической основой всех моделей качества подземных вод служит закон баланса масс воды и вещества. Вместе с тем модели имеют различную структуру, отличаются составом рассматриваемых явлений (конвекция, дисперсия, физико-химическое взаимодействие компонента с водоносным пластом), детальностью их учета в пространстве и т. д. Различны также методы решения моделей — аналитические, аналоговые, численные.

Выделяют следующие основные типы моделей качества подземных вод: обобщенно-параметрическая, одномерная, двумерная плановая, двумерная в разрезе, трехмерная.

Обобщенно-параметрические модели используют для прогноза качества подземных вод в случае одновременного воздействия многочисленных источников загрязнения. Например, на сельскохозяйственных территориях, при орошении, внесении ядохимикатов и удобрений и т. п. Для оценки влияния таких распределенных по площади источников загрязнения Л. Гельхар и Дж. Уильсон [106] предложили основанную на балансовых соотношениях упрощенную модель, в которой в связи с региональным и долгосрочным характером изменений состава подземных вод не учитывают изменение концентрации вещества в пространстве и во времени. Таким образом, процессы оценивают обобщенно, при «обобщенных» параметрах. В этой модели, аналогично методике, используемой при прогнозе качества поверхностных водных источников, водоносный пласт рассматривается как линейный резервуар-ячейка, в котором происходит полное смешение подземных вод с поступающими загрязненными инфильтрационными водами. Ввод в пласт-резервуар массы воды и солей балансируется изменением емкости резервуара и стоком воды и солей из него. При этом вследствие полного смешения выходящая из пласта вода имеет ту же среднюю концентрацию загрязнителя, что и в пласте. Такое сведение сложной реальной системы «водоносный пласт — отдельные многочисленные источники загрязнения» к модели линейного резервуара полезно для начального этапа изучения влияния распределенного по площади загрязнения на качество подземных вод в региональном масштабе.

Уравнение баланса масс в модели обобщенных параметров записывается в виде

$$\frac{d}{dt}(n_0 hC) = \varepsilon C_0 - qC + n_0 h\bar{Q}_c, \qquad (114)$$

где C — концентрация загрязняющего вещества в подземных водах; h — средняя мощность пласта; n_0 — средняя эффективная пористость пласта. Члены в правой части уравнения (114) характеризуют суммарное поступление вещества в пласт. Здесь ε — интенсивность инфильтрационного питания пласта на единицу площади; C_0 — концентрация вещества в инфильтрующихся водах; q — сток подземных вод с единицы площади пласта; $\bar{Q}_c$ — масса загрязняющего вещества, содержащаяся в единице объема воды и поступающая в пласт в единицу времени.

Уравнение (114) может быть расширено. В нем можно учесть, например, водоотбор из пласта, искусственное и естественное питание пласта, изменения этого питания во времени и т. д.

Аналогичная модель полного смешения использована в работах Д. Оукса [197] и Дж. Смита, Д. МакУортера и Т. Траута [247] для прогноза загрязнения грунтовых вод веществами, выносимыми атмосферными осадками из отходов, складируемых на свалках. З. Стапел [253] на основе этой же обобщенной модели оценил загрязнение водоносного горизонта на территориях, орошаемых сточными водами. В указанных работах использованы главным образом аналитические методы решения уравнения (114). Для сложных природных условий, когда при моделировании пласт рассматривается как система из многих взаимосвязанных резервуаров-ячеек, используют численные методы решения уравнения (114) с применением ЭВМ [106].

Одномерная модель. Уравнение конвективной дисперсии используется в виде

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V\frac{\partial C}{\partial x} = \alpha_L V\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \bar{Q}_c, \qquad (115)$$

где x — продольная координата; V — скорость движения воды; α_L — параметр продольной дисперсии ($\alpha_L = D_L/V$); $\bar{Q}_c$ — источник, характеризующий поступление загрязнений в пласт.

Уравнение (115) оценивает изменение концентрации вдоль линий тока в пласте постоянной мощности и пористости при постоянном значении плотности жидкости. Одномерную модель использовали В. Палькиаускас и П. Доменико [205].

Двумерная плановая модель прогноза изменений качества подземных вод используется для плановых потоков, наиболее часто рассматриваемых в гидрогеологии. Основное уравнение с учетом осреднения концентрации по мощности пласта имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t}(hC) + \frac{\partial}{\partial x_i}(V_i hC) = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(hD_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right) + \\ + \bar{Q}_c h + \varepsilon C_0;\ i,\ j = 1,\ 2, \qquad (116)$$

где x_i — координата в плане ($i = 1,2$); V_i — компоненты скорости движения воды; D_{ij} — тензор коэффициента дисперсии; ε —

расход инфильтрации на единицу площади; C_0 — концентрация вещества в инфильтрующейся воде.

Уравнение (116) в более общей форме рассмотрено Дж. Бредехофтом и Дж. Пиндером [46], которые учли переменную пористость, а также упругость пласта и воды.

Рассмотренная плановая модель явилась основой для прогноза качества подземных вод в многочисленных исследованиях.

Двумерная модель миграции вещества в вертикальном сечении (в разрезе пласта) описывается уравнением

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(V_i C) = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(D_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right) + \tilde{Q}_c, \qquad (117)$$

где i, $j = 1,2$; x_1, x_2 — горизонтальная и вертикальная координаты. Эта схема еще мало используется при моделировании качества подземных вод. В ряде случаев в этой модели рассматривается только конвективный массоперенос, без учета дисперсии.

Наиболее полное описание массопереноса в водоносном пласте дает *трехмерная модель*, представляемая также уравнением (117) при значении индексов i, $j = 1, 2, 3$. Однако из-за сложности исследований природных трехмерных систем и трудности получения решений подобных уравнений, такие системы пока мало применяют. Однако С. Гупта, К. Танджи и Дж. Лютхин [121] описали трехмерную численную модель массопереноса.

Следует отметить, что из уравнения (117) путем соответствующего интегрирования могут быть получены все приведенные выше более простые модели. Вместе с тем при выборе более простой модели важно оценить характер процесса осреднения, приводящего к соответствующему осреднению параметров миграции. Так, например, нужно учитывать, что в двумерной плановой модели коэффициент дисперсии должен отражать влияние слоистости пласта на величину D_{ij}.

В уравнениях (114)—(117) член $\tilde{Q}_c$ в зависимости от вида загрязняющих веществ может быть представлен различным образом. Наиболее известны две формы этого члена — (68) и (73).

Иногда применяют более сложные виды $\tilde{Q}_c$, включающие химические равновесия и кинетику. Как правило, при моделировании качества подземных вод распределение напоров и скоростей фильтрации определяется независимо от рассмотрения качества воды. Исключение представляют случаи значительного изменения плотности воды при повышении содержания загрязняющих веществ, например, при интрузии высокоминерализованных морских вод в прибрежные водоносные горизонты. Для учета влияния изменений плотности на движение подземных вод, система фильтрации и система переноса веществ должны быть объединены [169].

Методы решения. Обобщенно-параметрические модели, описываемые обыкновенным дифференциальным уравнением вида (114), решают на основании аналитических методов. Но в практических задачах, когда рассматривается система из многих резервуаров-ячеек смешения, обычно используют аналоговые и чис-

ленные методы решений. Так, Л. Гельхар и Дж. Уильсон [106] представили уравнение (114) в конечно-разностной форме и выполнили прогноз загрязнения подземных вод хлоридами с помощью простой вычислительной программы.

Аналоговое моделирование в сочетании с ЭЦВМ использовано Дж. Томасом, Дж. Рили и Е. Израельсеном [260] для решения обобщенно-параметрической модели прогноза качества подземных вод на орошаемых территориях.

Одномерное уравнение массопереноса (115) для случаев постоянного значения скорости V и коэффициента дисперсии D имеет классические аналитические решения, которые могут быть полезны для предварительных оценок в региональных задачах оценки качества подземных вод.

Если скорость конвективного переноса V переменна и зависит, например, от координат, аналитические решения приобретают очень сложный вид и, в частности, включают интегрирование выражений, в которые входит переменная скорость. Необходимые значения скоростей воды для природных объектов могут быть получены из аналоговых и численных моделей, а также путем построения гидродинамической сетки фильтрации по данным натурных наблюдений. Подобный метод использован Дж. Соти [236], который получил картину двумерного в плане фильтрационного течения на основе численного решения конечно-разностной схемы, а влияние дисперсии оценил аналитическим методом. У. Юри [147] получил поле скоростей двумерного в разрезе фильтрационного потока путем численного интегрирования системы линий тока, построенных по аналитическим зависимостям.

Для решения уравнений массопереноса в одно- и двумерных системах использованы различные варианты конечно-разностного метода и метода конечных элементов.

Необходимые исходные данные. Для описанных выше моделей качества воды необходимы исходные данные, обеспечивающие постановку начальных и граничных условий и определяющие параметры модели.

Должны быть определены конфигурация водоносного пласта, напоры или расходы воды, а также концентрации или расходы солей на границах модели, начальное распределение напоров и концентраций в пласте, участки отбора или поступления в пласт воды и солей, интенсивность этих процессов и т. п. Фильтрационные параметры модели определяют по результатам полевых опытно-фильтрационных работ либо на модели, путем решения так называемой обратной задачи (калибровка модели), в ходе которой выполняется автоматизированный подбор параметров, опирающийся на многолетние наблюдения за уровнями и напорами подземных вод.

Должны быть определены также параметры смешения, причем для некоторых моделей нужны два параметра дисперсии (α_L, α_T), одновременное определение которых затруднительно. Показано, что параметры дисперсии существенно зависят от масштаба рас-

сматриваемой области распространения загрязнений. В связи с этим оценки параметров дисперсии, основанные на локальном опробовании пласта в отдельных точках (одно- и двухскважинный метод), могут оказаться непригодными для характеристики явлений дисперсии в региональных системах водоносных пластов.

В случаях, когда загрязнение пласта продолжалось в течение длительного периода и имеются надежные данные об источнике загрязнений, о развитии этого процесса во времени и о параметрах пласта, существует принципиальная возможность определения параметров дисперсии из решения обратной задачи на модели.

При исследовании миграции нестабильных загрязнителей требуются параметры, характеризующие адсорбцию или химические реакции этого компонента в пласте. Из данных натурных наблюдений эти параметры определить практически невозможно в связи с неоднородностью состава и свойств пород водоносного пласта.

Необходимо отметить, что для многих объектов, где прогноз качества подземных вод в связи с загрязнением представляется актуальным, недостаток исходных данных существенно ограничивает возможность использования разработанных моделей и, в известной мере, определяет выбор структуры модели.

Существенным этапом моделирования является опробование чувствительности модели к изменению основных параметров и вводимых данных.

Модели, учитывающие миграцию загрязняющих веществ в зоне аэрации и водоносном пласте, описаны А. Меркадо.

Теплоперенос в подземных водах. Исследования переноса тепла потоком жидкости в пористой среде за рубежом начались в 20—30-х годах нашего века.

Д. Кунии и Дж. Смит [164] изучали влияние скорости фильтрации, размера частиц и свойств жидкой фазы на эффективный коэффициент теплопроводности, а Д. Грин, Р. Перри и Р. Бабкок [112] экспериментально установили, что в отдельных случаях, определяемых размером частиц пористой среды, в стационарных условиях эффективная теплопроводность может зависеть от скорости движения воды. Зависимость между тепловыми параметрами почв и их влажностью исследована в работах Р. Гейгера [103] и др.

Уравнения теплопереноса при фильтрации жидкости в пористой среде в математическом отношении имеют вид, аналогичный уравнениям массопереноса (5), (6), (7) и др. Для одномерного случая при стационарном режиме фильтрации в изолированном водоносном пласте, кровля и подошва которого водонепроницаемы и не проводят тепла, уравнение теплопереноса имеет вид:

$$\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - VC_{ж} \frac{\partial T}{\partial x} = C_{п} \frac{\partial T}{\partial t}, \qquad (118)$$

где T — температура, °С, V — скорость фильтрации, м/сут; $C_{ж}$ и $C_{п}$ — объемные теплоемкости жидкости и пласта, Дж/м³·К; λ — коэффициент теплопроводности, Вт/м·К; t — время.

Обычно используется предпосылка о мгновенном выравнивании температуры между скелетом породы и жидкостью. Объемные теплоемкости пласта $C_п$, жидкости $C_ж$ и скелета $C_{ск}$ и соответствующие им удельные теплоемкости $C'_п$, $C'_ж$, $C'_{ск}$ связаны между собой соотношением

$$\left.\begin{aligned} &n_0\rho_ж C'_ж + (1-n_0)\,\rho_{ск}C'_{ск} = \rho_п C'_п \\ &C_п = \rho_п C'_п;\ C_ж = \rho_ж C'_ж;\ C_{ск} = \rho_{ск}C'_{ск} \end{aligned}\right\}, \tag{119}$$

где n_0 — пористость пласта; $\rho_п$, $\rho_ж$, $\rho_{ск}$ — плотности пласта, жидкости и скелета. Коэффициент температуропроводности $a = \lambda/C_п$ м²/ч приводит уравнение (118) к виду

$$a\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - V\bar{C}_ж\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial t}, \tag{120}$$

где $\bar{C}_ж = C_ж/C_п$.

Первый член левой части уравнения (120) характеризует кондуктивный теплоперенос (молекулярное движение тепла); второй — конвективный перенос тепла, зависящий от скорости фильтрации; правая часть уравнения (120) отражает изменение количества тепла в пласте во времени. Если в тепловом отношении водоносный пласт не изолирован и возможна отдача тепла в кровлю и подошву пласта, в правую часть уравнения (118) вводят дополнительный член $2\alpha(T-T_0)$:

$$\lambda\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - VC_ж\frac{\partial T}{\partial x} = C_п\frac{\partial T}{\partial t} + 2\alpha\,(T-T_0), \tag{121}$$

где α — коэффициент теплообмена, Вт/м³ · К; T_0 — начальная температура водоносного пласта и вмещающих его пород. Если теплоперенос в породах кровли и подошвы имеет только кондуктивный характер, второй член в правой части уравнения (121) приобретает вид $2\,\frac{\lambda}{m}\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=m/2}$, где m — мощность водоносного пласта; ось x проходит вдоль середины пласта; ось z — вертикальна.

Фундаментальная одномерная задача конвективного теплопереноса в водоносном пласте при кондуктивной отдаче тепла в вмещающие пласт породы неограниченной мощности исследована Г. Ловерье [168]; в водоносном пласте кондуктивный теплоперенос при этом не учитывается. Решение системы уравнений (122)—(123)

$$-VC_ж\frac{\partial T}{\partial x} = C_п\frac{\partial T}{\partial t} + 2\,\frac{\lambda}{m}\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=m/2}; \tag{122}$$

$$\lambda\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = C_п\frac{\partial T}{\partial t} \tag{123}$$

при начальных и граничных условиях (124)

$$T(x,\,0) = T_0,\ T(0,\,t) = T_{вх};\ \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z\to\infty} = 0 \tag{124}$$

получено в виде

$$\overline{T} = \frac{T - T_0}{T_{вх} - T_0} = \operatorname{erfc} \frac{x \sqrt{\lambda / C_п}}{2m \sqrt{VC_ж (VC_ж t - x)}}. \qquad (125)$$

Выражение (125) широко используется в теории тепло- и массопереноса, а также для решения различных практических задач *прогноза распространения веществ и тепла в подземных водах*. Одномерное уравнение теплопереноса в изолированном водоносном пласте (120) при условиях переменной температуры воды на входе в пласт рассматривали С. Сузуки [257] и Р. Столмен [251]. Если температура на входе $T_{вх}$ изменяется периодически по синусоиде

$$T_{вх} = T_0 + \Delta T \sin \frac{2\pi t}{\tau}, \qquad (126)$$

где ΔT — амплитуда; τ — частота колебания; T_0 — начальная температура пласта, решение уравнения (120) имеет вид

$$\overline{T} = \frac{T - T_0}{\Delta T} = \exp(-a' x) \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau} - b' x\right), \qquad (127)$$

где

$$a' = [(K^2 + 0{,}25\tilde{V}^4)^{\frac{1}{2}} + 0{,}5\tilde{V}^2]^{\frac{1}{2}} - \tilde{V}; \qquad (128)$$

$$b' = [(K^2 + 0{,}25\tilde{V}^4)^{\frac{1}{2}} - 0{,}5\tilde{V}^2)]^{\frac{1}{2}}; \qquad (129)$$

$$K = \pi C_п / \tau\lambda; \quad \tilde{V} = VC_ж / 2\lambda. \qquad (130)$$

Р. Столмен применил данное решение для прогноза температуры *подземных вод при вертикальной фильтрации поверхностных* вод, температура которых периодически изменяется вследствие суточных и сезонных колебаний температуры воздуха. Дж. Бредехофт [45], И. Пападопулос предложили использовать наблюдения за распределением температуры подземных вод в пределах *разделяющего слабопроницаемого слоя для определения* скорости вертикального перетекания воды через него. С этой целью рассмотрено уравнение стационарного теплопереноса вертикальным фильтрационным потоком с постоянной скоростью фильтрации V:

$$-\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + VC_ж \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \qquad (131)$$

при условиях на кровле пласта $T(z = m) = T_m$ *и на подошве пласта* $T(z = 0) = T_0$. Решение, полученное в виде

$$\overline{T} = \frac{T - T_0}{T_m - T_0} = \frac{\exp(VC_ж z/\lambda) - 1}{\exp(VC_ж m/\lambda) - 1}, \qquad (132)$$

дает распределение температуры в зависимости от V, z и тепловых параметров пласта. Измерив в нескольких точках z_i температуру *пласта* T_i, *из* (132) *можно определить* скорость вертикальной фильтрации V.

Двумерный теплоперенос при фильтрации с постоянной скоростью исследовали в лабораторных экспериментах К. Эрх, Д. Нильсен, Дж. Биггар [88]. Вода, нагретая до температуры T_0, фильтровалась через колонки почв, помещенные в цилиндрические сосуды радиуса r_0. Дифференциальное уравнение стационарного теплопереноса для рассматриваемого случая имеет вид

$$\lambda_r\left[\frac{\partial^2 T}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial T}{\partial r}\right]+\lambda_z\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}-VC_{ж}\frac{\partial T}{\partial z}=0, \tag{133}$$

где λ_r и λ_z — эффективные теплопроводности в радиальном и осевом направлениях.

Температура окружающей среды вне колонки равна T_∞ и сохраняется неизменной. Граничные условия формулируются в следующем виде:

$$\left.\begin{aligned} T&=T_0,\ z=0,\ 0\leqslant r\leqslant r_0\\ T&=T_\infty,\ z\to\infty,\ 0\leqslant r\leqslant r_0\\ \frac{\partial T}{\partial r}&=0,\ r=0,\ 0<z\leqslant\infty\\ \lambda_r\frac{\partial T}{\partial r}&=-\alpha(T-T_\infty);\ r=r_0;\ 0<z\leqslant\infty \end{aligned}\right\}, \tag{134}$$

где α — коэффициент теплообмена с окружающей средой через стенку цилиндра, в котором находится образец породы. Решение уравнения (133) при условиях (134), полученное Р. Черчиллем [59], имеет вид:

$$\overline{T}=\frac{T-T_\infty}{T_0-T_\infty}=2\sum_{n-1}^{\infty}\frac{J_1(\bar{\alpha}_n)\cdot J_0(\bar{\alpha}_n\bar{r})}{\bar{\alpha}_n[J_1^2(\bar{\alpha}_n)+J_0^2(\bar{\alpha}_n)]}\times$$
$$\times\exp\left[(\delta\beta^2-\beta\sqrt{\delta^2\beta^2+\bar{\alpha}^2_n})\,\bar{z}\right], \tag{135}$$

где J_1, J_0 — функции Бесселя первого рода первого и нулевого порядка; $\bar{\alpha}_n$ — корень уравнения (136)

$$\bar{\alpha}_nJ_1(\bar{\alpha}_n)=PJ_0(\bar{\alpha}_n), \tag{136}$$

где $P=\alpha r_0/\lambda_r$; $\bar{r}=r/r_0$, $\bar{z}=z/l$ (где l — часть длины колонки);

$$\beta=\sqrt{\lambda_r l^2/\lambda_z r_0^2};\ \delta=VC_{ж}r^2_0/2\lambda_r l. \tag{137}$$

В результате опытов с почвами, обладающими пористостью 0,34—0,66, при скорости фильтрации $V=0{,}05$—$0{,}19$ см/мин, были установлены значения $\lambda_r=2500$—5000 Вт/м·К. При этом соотношение $(\lambda_z/\lambda_r)\approx 1{,}1$. Для большинства опытов вместе с возрастанием скорости фильтрации V отмечено некоторое увеличение λ_r.

Изменение температуры воды, поступающей из реки или водохранилища в водоносный пласт, исследовали Б. Камински, Б. Кордес, Я. Симек [148]. Они рассмотрели несколько схем одномерного нестационарного теплопереноса в напорном водоносном пласте между двумя водоемами с заданными постоянными уровнями. В связи с изменением мощности пласта $m(x)$ и коэффициента

фильтрации $k(x)$ скорость фильтрации в пласте рассматривается как переменная по направлению течения величина. При слабопроницаемой кровле, кроме того, учитывают влияние инфильтрации поверхностных вод. Температурные изменения в пласте описаны уравнением (121) без члена $\lambda (d^2T/dx^2)$, т. е. учитываются только конвективный теплоперенос фильтрационным потоком и отвод тепла в подстилающие и перекрывающие породы. Величины $m(x)$ и $k(x)$ заданы в виде линейной или кусочно-непрерывной функции. Температура пород кровли и подошвы, а также начальная температура пласта считаются постоянными T_0 или имеют заданное начальное распределение $T(x)$. Температура поступающей в пласт воды задана постоянной или изменяющейся во времени по закону ломаной линии или тригонометрической функции. Для всех перечисленных схем получены аналитические решения.

Значительное число исследований теплопереноса выполнено в связи с проблемой закачки в пласт использованных в энергетических целях термальных подземных вод или холодных подземных вод после охлаждения ими промышленных агрегатов. В этих случаях температура подаваемой в пласт воды отличается от начальной температуры пласта и распространение теплового фронта может оказать нежелательное влияние на температуру воды в ближайших к месту закачки эксплуатационных скважинах. В связи с этим необходим прогноз теплопереноса в водоносном горизонте.

Основные исследования по теплопереносу при сбросе нагретых (или охлажденных) вод в пласт проведены применительно к дуплетной схеме, т. е. при работе одной нагнетательной и одной водоотборной скважин. Эксплуатация нагнетательных и водоотборных скважин в водоносном пласте с естественным потоком подземных вод усложняет схему его движения. Причем в зависимости от расходов скважин, их расположения и направления естественного потока, к водоотборной скважине может возвратиться вся или только некоторая часть воды, закачиваемой в нагнетательные скважины. Аналитические решения задач теплопереноса возможны для ограниченного числа наиболее простых дуплетных схем, например, когда пласт является однородным, расходы скважин одинаковы, естественный поток подземных вод не учитывается и т. п. Дуплетные схемы при тех или иных упрощающих предпосылках рассмотрены А. Лагардом, П. Можи [165] и др.

Для более сложных схем (неоднородный пласт, система водоотборных и нагнетательных скважин, их разные расходы) гидродинамическую и тепловую задачи решают последовательно. Вначале с помощью моделирования фильтрации на аналоговой или математической модели получают гидродинамическую сетку фильтрации, на которой выделяют линии тока, идущие к водоотборным скважинам от отдельных нагнетательных скважин и из естественного потока. Затем рассматривают теплоперенос по отдельным трубкам — полосам потока, ограниченным выбранными линиями тока. Такая методика использована в работе А. Грингартена и Дж. Соти [113], которые применили уравнение (121) к каждой

трубке тока, идущей от нагнетательной скважины к скважине, производящей откачку. Рассмотрена система из двух уравнений:

— для основного водоносного пласта учитывают конвективный теплоперенос и отдачу тепла в водонепроницаемые породы кровли и подошвы:

$$hC_{\text{п}}\frac{\partial T^{\psi}_{\text{ж}}(\Delta S,\ t)}{\partial t}+\Delta\psi C_{\text{ж}}\frac{\partial T^{\psi}_{\text{ж}}(\Delta S,\ t)}{\partial S}=$$

$$=2\lambda_{\text{ск}}\frac{\partial T^{\psi}_{\text{ск}}(\Delta S,\ z,\ t)}{\partial z}\Bigg|_{z=h/2}; \tag{138}$$

— для пород кровли и подошвы учитывается кондуктивный теплоперенос:

$$\lambda_{\text{ск}}\frac{\partial^2 T_{\text{ск}}}{\partial z^2}=C_{\text{ск}}\frac{\partial T_{\text{ск}}}{\partial t}, \tag{139}$$

где h — мощность пласта; ΔS — площадь трубки тока от точки нагнетания до расчетной точки M. При начальных и граничных условиях

$$\left.\begin{gathered}T(\Delta S,\ t=0)=T_0;\ T(\Delta S=0,\ t)=T_{\text{н}};\\ T_{\text{ск}}(\Delta S,\ z,\ t)=T_0;\ z\gg\frac{h}{2};\ T_{\text{ск}}\left(\Delta S,\ \frac{h}{2},\ t\right)=\\ =T_{\text{ж}}\left(\Delta S,\ \frac{h}{2},\ t\right);\\ \lim_{z\to\infty}T_{\text{ск}}(\Delta S,\ z,\ t)=T_0\end{gathered}\right\} \tag{140}$$

решение системы (138)—(139) для любой полосы тока от линии тока ψ до $\psi+\Delta\psi$ получено в виде

$$\frac{T^{\psi}_{\text{ск}}(t)-T_0}{T_{\text{н}}-T_0}=\operatorname{erfc}\left\{\left[\frac{C^2_{\text{ж}}}{\lambda_{\text{ск}}C_{\text{ск}}}\left(\frac{\mathrm{d}\psi}{\mathrm{d}S}\right)^2\left(t-\frac{C_{\text{п}}}{C_{\text{ж}}}h\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}\psi}\right)\right]^{-\frac{1}{2}}\right\}, \tag{141}$$

где $T^{\psi}_{\text{ск}}(t)$ — температура воды, поступающей к водоотборной скважине по рассматриваемой полосе тока. Температуру откачиваемой из скважины воды определяют с учетом смешения воды, поступающей к скважине по различным трубкам тока. Расчеты по (141) при работе нескольких нагнетательных и водоотборных скважин в неоднородном пласте проведены с помощью ЭЦВМ по специальной программе.

Натурных наблюдений за теплопереносом в водоносных горизонтах проведено мало. Б. Матей [175] описал результаты опытного нагнетания нагретой воды в безнапорный водоносный горизонт и последующей откачки, предпринятых для оценки эффективности магазинирования тепла в водоносных горизонтах. Эксперимент проведен в аллювиальных отложениях р. Арёз, вблизи Невшательского озера (Швейцария). Мощность водоносного горизонта, представленного тремя песчано-гравийными слоями, составляла 10 м. На участке пробурены 2 центральные и 12 наблюдательных скважин. Уклон естественного потока 0,0001—0,0006. В центральную скважину в течение 223 ч закачали 494 м³ горячей

воды при температуре 51° С и в течение четырех месяцев наблюдали за распределением температуры воды в пласте. Затем в течение 28 дней откачали 16 370 м³. Построенные геотермические профили показали неравномерное распределение нагретой воды в пласте после закачки, связанное с неоднородностью пласта. Под влиянием подъема уровня воды в озере и увеличения скорости естественного потока произошло смещение ареала нагретой воды к востоку от центральной скважины. При откачке воды из скважины быстрее охлаждались более проницаемые прослои пород; откачиваемая вода имела температуру ниже 51° С. По наблюдениям за температурой и количеством инъецированной и извлеченной воды был составлен тепловой баланс и определены потери тепла в водоносном горизонте. Установлено, что в зоне аэрации в осенний период 2/3 тепла теряются в результате теплообмена с атмосферой. В водоносном пласте потери тепла преимущественно связаны с дисперсией. Количество тепла в 16 370 м³ полученной из скважины воды составляло всего 40% от исходного количества, содержащегося в 494 м³ сброшенной в пласт воды. При отборе первых 494 м³ воды было получено только 7% исходного тепла.

В Иллинойсе (США), где интенсивная эксплуатация глубокого водоносного горизонта привела к значительному понижению уровня подземных вод, в целях искусственного пополнения их запасов проводится закачка нагретых до 43° С промышленных сточных вод, использованных для охлаждения в различных технологических процессах. По данным Р. Сасмана [235], нагретая вода от нагнетательных скважин распространилась на расстояние не более 300 м при расходе нагнетания, изменявшемся от 0,4—2 м³/мин в течение первых пяти лет до 1,2 м³/мин в последующие четыре года.

В ФРГ проведены наблюдения за повышением температуры водоносных пластов при закачке в них нагретых вод из установок кондиционирования воздуха и технологического охлаждения. Отработанная теплая вода с $t = 20°$ С подавалась в скважины, размещенные в аллювиальных гравийно-галечниковых отложениях пойменной террасы р. Рейна. Измерение температуры по системе наблюдательных скважин показало, что нагретые воды распространились вниз по потоку на расстояние более 220 м.

* *
*

В Советском Союзе исследования миграции вещества и тепла в подземных водах были начаты в основном после Второй мировой войны в связи с задачами крупного гидротехнического и ирригационного строительства, водоснабжения, интенсификации нефтедобычи и др. По этим вопросам опубликовано значительное число работ.

Сопоставление изложенных в обзоре зарубежных данных с полученными в нашей стране результатами изучения миграции вещества и тепла в подземных водах показывает, что теоретические

исследования по этой проблеме развиваются у нас в основном в тех же направлениях, но более широким фронтом и со значительным опережением по отдельным вопросам (модели миграции при трещинно-поровой фильтрации и в слоистых толщах; растворение и вынос солей при поровой фильтрации и в слоистых толщах; растворение и вынос солей из пород и др.).

Вместе с тем следует отметить, что численные методы решения уравнений массопереноса, а также аналоговое и математическое моделирование тепло- и массопереноса используются в Советском Союзе еще недостаточно, хотя они необходимы при решении многих практических задач, связанных с защитой подземных вод от загрязнения, прогнозом качества подземных вод и т. п. В этом отношении зарубежный опыт применения различных математических моделей, в частности с использованием метода конечных элементов, может быть полезен. Для обоснования моделирования массопереноса и эффективного использования аналитических методов расчета необходимы соответствующие миграционные параметры водоносных и слабопроницаемых пластов, еще очень мало изученные. Поэтому важной задачей дальнейших исследований должно явиться накопление экспериментальных данных о процессах и параметрах физико-химического взаимодействия, в особенности по данным полевого определения.

Особое внимание при этом надо уделить изучению миграции веществ, характерных для основных источников и видов загрязнения подземных вод. Необходима также дальнейшая разработка и апробация физико-химических моделей тепло- и массопереноса применительно к реальным водоносным пластам с различными видами неоднородности.

Интрузии морских вод в горизонты пресных подземных вод

Внедрение, или интрузия, морских вод в горизонты пресных подземных установлено в прибрежных районах многих стран мира. Такое внедрение морских вод происходит как в естественных условиях, так и при нарушении главным образом режима этих условий. В естественных условиях интрузия морских вод происходит из-за разности плотностей пресных и соленых вод, приливных и штормовых явлений. Главным фактором нарушения режима пресных подземных вод, способствующим внедрению морских, является их интенсивный отбор, приводящий к снижению уровня и захвату морских вод областью питания водозабора подземных вод. Режим подземных вод нарушается также при вскрышных работах, сопровождающихся водоотливом, при отработке глубоких горизонтов месторождений твердых полезных ископаемых, при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, при осушении территорий и др., т. е. при всех видах горных и иных работ, приводящих к нарушению гидродинамического и механического равновесий взаимосвязанной системы «водоносный горизонт — море».

Морские воды внедряются в пресные подземные разными путями: непосредственно проникают в водоносный горизонт в месте выхода пласта в море; просачиваются в горизонт грунтовых вод после нагона в реки и каналы; перетекают через слабопроницаемые отложения; фильтруют через литологические «окна»; поступают по зонам повышенной трещиноватости пород и разрывным дислокациям и др.

Интрузии морских вод способствуют: реки и каналы, сообщающиеся с морем; изрезанность береговой линии — наличие заливов, фиордов; непосредственная связь морских вод с горизонтами подземных вод; фильтрационная неоднородность пород водоносных горизонтов; небольшой расход пресных подземных вод, разгружающихся в море и др.

Морские воды проникают прежде всего в грунтовые воды и первые от поверхности напорные водоносные горизонты. Глубокозалегающие водоносные горизонты внедрению морских вод, как правило, не подвергаются.

Скорость продвижения вторгшихся морских вод по пласту изменяется от нескольких метров до сотен метров в год, средние значения ее составляют 30—60 м. Проникновение соленых вод по пласту представляет собой неравномерный циклический процесс, при котором относительно короткие промежутки быстрого продвижения их фронта чередуются с замедлением темпа перемещения, временной стабилизацией и даже частичным отступлением. На скорость распространения соленых вод в значительной степени влияет количество атмосферных осадков, увеличение которого замедляет процесс интрузии. Граница между пресными подземными и морскими водами нечеткая, она представляет собой область (переходную зону), в пределах которой отмечается постепенный переход от минерализации соленых морских вод к минерализации пресных подземных.

Из-за различия плотностей пресных подземных и морских вод последние внедряются в водоносный горизонт в виде «языка», вытянутого на подошве пласта. Длина «языка» зависит от соотношения плотностей пресной и морской воды, мощности водоносного горизонта и уклона потока подземных вод.

Обзор зарубежной литературы показал, что взаимосвязь подземных вод с морскими изучается по нескольким направлениям. Одним из важных направлений является изучение механизма интрузии морских вод. Внедрение последних в пресные подземные воды — сложный гидродинамический процесс совместного движения жидкостей с разными плотностями, вязкостями и концентрациями. *Он приводит к формированию границы раздела жидкостей* и ее деформации под влиянием различий их плотностей. В пределах этой переходной зоны происходят сложные процессы дисперсии, обусловленные диффузионным и конвективным перемещением частиц жидкости в условиях микро- и макронеоднородностей водовмещающих пород.

Значительное внимание уделяется методам изучения интрузии морских вод и борьбы с ней; вопросам влияния приливов и отливов на колебание уровня подземных вод и определения параметров водоносных горизонтов под воздействием этих возмущений; нагону морских вод в реки и динамике этого процесса.

Все эти и ряд других вопросов рассматриваются в многочисленных трудах зарубежных ученых и свидетельствуют о сложности проблемы и необходимости ее всестороннего исследования.

Методы гидрогеологических исследований взаимосвязи пресных подземных вод с морскими. Для изучения интрузии морских вод в горизонты пресных подземных вод за рубежом используют комплекс методов, в том числе геофизические и индикаторные, моделирование, наблюдение за режимом подземных вод. Большое внимание уделяется созданию сети наблюдательных скважин для определения химического состава подземных вод.

При изучении контакта пресных и соленых вод на прибрежной равнине, простирающейся от Кале до Дюнкерка (Франция), были применены следующие методы: вертикальное электрическое зондирование, электрокаротаж, щуп Пан, отбор воды на химический анализ, измерение ее электропроводимости. В результате выполненных исследований было установлено, что электрическое зондирование позволяет фиксировать положение верхнего предела переходной зоны с точностью до 1—2 м. Электрокаротаж отбивает границу с точностью до 20 см. Наилучшие результаты были достигнуты посредством оборудования сети наблюдательных скважин, пройденных до нижнего водоупора и оборудованных фильтрами на всю мощность водоносного горизонта. Замеры минерализации воды выполнялись по всему разрезу с помощью резистивиметра.

Положительные результаты дало применение электрокаротажа при изучении границы и зоны смешения морских и пресных грунтовых вод в прибрежных дюнах Малика (Сенегал). Примененный первоначально метод послойного гидрохимического опробования скважин оказался трудоемким и не давал достаточно оперативной информации. Периодическое применение электрокаротажа в скважинах, оборудованных сеткой из пластикового материала, позволило определить зону смешения и проследить ее изменение во времени под влиянием естественного колебания уровня грунтовых вод и под воздействием откачки, продолжавшейся около трех месяцев. За время откачки мощность зоны смешения непосредственно под водозабором увеличилась с 1,3 до 11,4 м, содержание хлора в воде возросло с 260 мг/л до 830 мг/л, а минерализация — с 0,4 до 5,4 г/л.

И. ван Дам [68] сообщает об опыте использования электроразведки в Нидерландах при исследовании распространения пресных и соленых подземных вод и оценке их статических запасов. Вместе с тем, он отмечает, что метод электроразведки не позволяет получить данные о восполнении запасов подземных вод, гидрогеологических параметрах, о характере изменения минерализации

подземных вод с глубиной при наличии в разрезе слабопроницаемых прослоев.

Наряду с электрозондированием, для выявления интрузии морских вод применяется также метод поверхностного электропрофилирования. Он был использован, в частности, при изучении интрузии морских вод в районе Шипиган (Канада). По данным А. Лагрега, здесь, в результате начавшейся в 1964 г. интенсивной откачки пресных подземных вод из песчаников формации Клифтон (пенсильванская свита) мощностью около 200 м, на многих участках побережья отмечено внедрение морских вод в водоносный горизонт. Выполненное в 1969 г. электропрофилирование показало, что значения кажущегося удельного сопротивления на участках развития «языков» морских вод снижаются с приближением к берегу от 200 (пресные подземные воды с содержанием Cl до 100 мг/л) до 20 Ом (соленые подземные воды с содержанием Cl до 5000 мг/л). Автор детально освещает методику полевых исследований и интерпретацию полученных данных.

Помимо геофизических методов, для изучения процесса внедрения морских вод в горизонты пресных подземных используют природные изотопы.

Л. Мерлива и И. Вийом [181] исследовали с помощью дейтерия водоносный горизонт Кро на побережье Средиземного моря (Франция). Содержание дейтерия в пробах подземных вод указанного горизонта, а также в пробах морской и речной воды измерялось с помощью масс-спектрометра; отношение (D/H) выражалось либо в частях на миллион, либо относительно стандарта, соответствующего среднему значению (D/H) в морской воде. Установлено, что питание водоносного горизонта происходит за счет ирригационных вод. Соленые воды, залегающие в нижней части горизонта, по содержанию дейтерия и хлора резко отличаются от вод Средиземного моря. На этом основании сделан вывод о том, что наличие соленых вод в пласте не связано с интрузией морских вод.

Важное значение имеет контроль за внедрением морских вод в прибрежные водоносные горизонты. Для наблюдений рекомендуется использовать стационарные режимные станции. На первой стадии исследований положение границы раздела пресных подземных и морских вод может быть выявлено методом электрозондирования. Более точно положение этой границы и ее изменение во времени устанавливается сетью наблюдательных скважин посредством поинтервального отбора проб; при этом скважины могут быть оборудованы торцевыми фильтрами, помещенными на разных глубинах, что повышает представительность проб. Используют также косвенные методы определения минерализации воды (скважинная геофизика, особенно электрокаротаж).

При исследовании интрузии морских вод важное значение приобретает изучение субмаринной разгрузки водоносного горизонта.

Р. Кассинис [55] приводит результаты изучения разгрузки подземных вод вдоль побережья Сицилии, которые показали, что даже малодебитные субмаринные источники могут быть зафиксиро-

ваны при наличии соответствующей техники. Представляется возможным выявление также сезонных колебаний в режиме этих источников. Сравнивая профили минерализации на разных глубинах, можно оценить дебит субмаринных источников.

Изучению разгрузки пресных подземных вод в карстовом районе, расположенном на берегу Коринфского залива (Греция), посвящена работа Ж. Гро и др. [267]. В ней предложен новый метод выявления субмаринных выходов карстовых вод, основанный на обнаружении температурных аномалий фотографированием в инфракрасном свете. Метод основан на двух обстоятельствах: на относительной независимости дебита источников карстовых вод от приливно-отливных циклов и на различной интенсивности теплового излучения карстовых и морских вод.

На внедрение морских вод в горизонты пресных подземных существенное влияние оказывает фильтрационная неоднородность и трещиноватость водоносных пород. Это обстоятельство отмечается в ряде работ и подтверждается примерами интрузии и морских вод на побережье Израиля и на юге Флориды (США).

Во многих работах рассмотрен вопрос влияния приливов и отливов на режим подземных вод. В работе [266] описано использование гармонического анализа при изучении приливно-отливных колебаний уровня подземных вод в водоносных горизонтах вблизи берега моря. По четырем скважинам, заложенным в створе, перпендикулярном к берегу моря на о-ве Принца Эдуарда (Канада), в течение 16 дней производились сопряженные измерения колебаний уровня подземных вод сообщающегося с морем водоносного горизонта и поверхности воды в заливе. Установлено, что период между минимальным и максимальным значениями уровня подземных вод составляет 745 мин. Данные о колебаниях уровня подземных вод за указанный период, обработанные методом гармонического анализа, были использованы для определения гидрогеологических параметров.

Аналогичные исследования проведены в районе г. Шарлоттаун (Канада). В результате наблюдений за уровнем подземных вод по 20 наблюдательным скважинам в эстуарии р. Эллиот установлено, что уровень подземных вод колеблется синхронно с морскими приливами.

Интересен процесс опреснения подземных вод после затопления прибрежной полосы дюн Ораны на о-ве Валхерен (Нидерланды). Во время сильного шторма в феврале 1953 г. морская вода, затопившая побережье, проникла в водоносный горизонт и смешалась с пресной грунтовой водой, которая была источником водоснабжения г. Мидделбург. В результате дренирования каналом смешанной по составу грунтовой воды, перекачки ее из канала в море и восполнения пресной воды за счет осадков в течение семи лет, прошедших со времени затопления, подземные воды вновь стали пресными — содержание иона хлора снизилось с 1400 до 400 ммоль/л.

Теоретические исследования взаимодействия пресных подземных вод с морскими. Эти исследования включают определение положения границы раздела пресных подземных и соленых морских вод, изучение скорости продвижения фронта последних по пласту в глубь материка, влияния приливов и отливов на режим подземных вод, дисперсии границы соленых вод, формирования «конуса» соленых вод при работе несовершенных скважин, моделирование процесса интрузии, разработку методики защитных мероприятий, направленных на предотвращение засоления пресных подземных вод и др.

Ш. Мацубара [176] рассмотрел динамику границы пресных и соленых вод в естественных условиях с учетом диффузионных процессов. Им получено следующее уравнение баланса солей:

$$\frac{\mathrm{d}\,mC}{\mathrm{d}\,t} = -U\frac{\mathrm{d}\,C}{\mathrm{d}\,x} + \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}\,x}\left(mA_x\frac{\mathrm{d}\,C}{\mathrm{d}\,x}\right) + \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}\,y}\left(mA_y\frac{\mathrm{d}\,C}{\mathrm{d}\,y}\right), \qquad (142)$$

где C — минерализация воды; U — средняя скорость потока подземных вод в направлении оси x (ось x направлена перпендикулярно к береговой линии в глубь суши и совпадает в вертикальном разрезе с линией водоупорного основания, ось y направлена вверх); A_x, A_y — составляющие коэффициента диффузии по осям x и y; m — пористость водосодержащих пород.

Водоносный пласт предполагается неоднородным в вертикальном разрезе, в горизонтальном же направлении фильтрационные свойства отдельных прослоев остаются постоянными. Таким образом, проводимость K и пористость m водоносного горизонта являются функциями ординаты y. Коэффициенты A_x и A_y также зависят от ординаты y и скорости потока U. Допуская, что перемещение солей в результате диффузии происходит только в направлении оси x, получают следующее решение уравнения (1):

$$C = C_0 \cdot \mathrm{e}^{-\frac{\beta K(y)}{m(y)A_x(y)}}, \qquad (143)$$

где C_0 — минерализация в точке начала координат.

Выражение (143) характеризует изменение минерализации воды в разрезе пласта. Однако на практике пользоваться формулой (143) трудно, так как неизвестны величины A_x и A_y.

В другой работе Ш. Мацубара рассматривает неустановившиеся движения контура морских вод, вторгшихся в водоносный горизонт, обусловленные приливно-отливными явлениями, а также анализирует дифференциальное уравнение:

$$\frac{\mathrm{d}\,\xi}{\mathrm{d}\,t} = K_0\frac{\mathrm{d}^2\xi}{dx^2}, \qquad (144)$$

где $K_0 = \frac{kH}{m}$, ξ — отклонение уровня моря от среднего значения вследствие приливов и отливов; H — расстояние от среднего уровня моря до водонепроницаемого основания водоносного горизонта (средняя мощность водоносного горизонта; k, m — коэффи-

циенты проницаемости и пористости водосодержащих пород; ось x совпадает со средним уровнем моря и направлена перпендикулярно к берегу в сторону суши.

Для граничных условий при $x=0$

$$\xi = \sum_{n=1}^{\infty} \xi_n \cdot \cos \sigma t, \tag{145}$$

где σ — частота колебаний; при $x \to \infty$

$$d\xi/dx = \beta, \tag{146}$$

решение уравнения (142) имеет вид:

$$\xi = \sum_{n=1}^{\infty} \xi_n \cdot e^{-\alpha_n x} \cos(n\sigma t - \alpha_n \cdot x) + \beta x, \tag{147}$$

где $\alpha_n = \sqrt{\frac{n \cdot \sigma}{2k^2}}$.

Скорость движения подземных вод V_x в точке x характеризуется зависимостью:

$$V_x = k\left[2\sum_{n=1}^{\infty} \alpha_n \cdot \xi_n \cdot e^{-\alpha_n x} \cos\left(n\sigma t - \alpha_n x + \frac{\pi}{4}\right) - \beta\right]^{\frac{1}{2}}. \tag{148}$$

При $V_x > 0$ движение подземных вод направлено в глубь материка, при $V_x < 0$ — в сторону моря.

Баланс солей при установившемся движении выражается уравнением

$$V_x = \frac{dC}{dx} = A \cdot m \frac{d^2 C}{dx^2}, \tag{149}$$

где A — коэффициент диффузии.

Решая уравнение (149) при условии $C = C_0$ в точке $x = 0$, получаем

$$C = C_0 \cdot e^{-\frac{Vx}{A \cdot m} \cdot x}. \tag{150}$$

С помощью формулы (150), зная колебания уровня моря, которые влияют на скорость и направление подземного потока, и коэффициент диффузии, можно определить концентрацию соли в разных точках.

Вопросы вторжения соленых морских вод и движения их фронта рассмотрены Г. Генри [127]. В этой работе рассматриваются вопросы гидродинамического взаимодействия пресных и соленых вод в условиях установившегося движения. В прибрежных водоносных горизонтах установившийся поток пресных подземных вод, разгружающийся в море, препятствует вторжению соленых вод в водоносный горизонт. Это явление изучается для условий стационарной двумерной задачи в предположении, что пресные и соленые воды не смешиваются, не образуются «языки» пресных и соленых вод и на движении подземных вод не сказывается влияние приливов и отливов. Рассматриваются две схемы разгрузки прес-

ных вод: 1) когда область разгрузки представляет собой вертикальную плоскость; 2) когда она является горизонтальной плоскостью. Для этих случаев решается задача о вторжении соленых вод в пресные применительно к полубесконечному пласту неограниченной и ограниченной мощностей. Следует отметить, что решения получены в виде, не пригодном для практического использования.

В более поздней работе исследуется неустановившееся движение фронта соленых вод в прибрежном артезианском бассейне, обусловленное изменением уровня моря. После этого изменения, вызванного, например, таянием ледников, может пройти весьма продолжительный промежуток времени, измеряемый многими тысячелетиями, прежде чем граница пресных и соленых вод займет новое постоянное положение. Задача о неустановившемся движении границы соленых вод решается с учетом различия в плотности пресных и соленых вод, исходя из следующих предпосылок: предполагается, что в момент времени $t=0$, которому соответствует глубина залегания границы соленых вод y_1, отсчитываемая от уровня моря, происходит резкое изменение последнего до нового положения H, которое остается неизменным во все последующие моменты времени $t>0$. Тогда глубина залегания границы раздела пресных и соленых вод y_1, в разные промежутки времени находится из выражения

$$\frac{y-y_1}{H\left(\frac{\rho_0}{\rho_c-\rho_0}\right)-y_1}=1-e^{-\frac{t}{T}}, \qquad (151)$$

где T — параметр времени, определяемый зависимостью

$$T=\frac{m\cdot l}{\frac{k\rho q}{\mu}\cdot\left(\frac{\rho_c-\rho_0}{\rho_0}\right)\cdot\sin\alpha}. \qquad (152)$$

В формулах (151) и (152) обозначения следующие ρ_0, ρ_c — плотности пресных и соленых вод; t — время; m — пористость; k — коэффициент проницаемости; μ — вязкость (принимается для пресных и соленых вод одинаковой); q — ускорение свободного падения; α — угол наклона водоносного пласта; l — длина пласта от области питания до области разгрузки.

Численный пример, приведенный автором, показывает, что время стабилизации границы пресных и соленых вод достигает 20 тыс. лет.

Вопрос определения положения поверхности раздела (интерфации) между пресными и солеными водами рассматривает Н. Лучински, при этом он исходит из уравнения Гибена — Херцберга.

Р. Румер и Д. Харлеман излагают результаты экспериментального и теоретического изучения размеров зоны внедрения подземных вод и скорости перемещения границы между пресными и солеными водами. Работы проводились на двумерной модели водоносного горизонта, имеющего ограниченные размеры и однород-

ные фильтрационные свойства. Были получены аналитические решения, характеризующие движение границы раздела в условиях разгружающегося в море постоянного потока пресных вод. В этих решениях учитывается влияние прилива — отлива и дисперсии.

Г. Жослен-де-Йонг приводит значение разности плотностей при фильтрации пресных и соленых вод, когда различие вязкостей этих вод и проницаемостей пород (в области пресных и соленых вод) не учитываются. Автор показывает, что при этом уравнение движения относительно функции тока сводится к уравнению Пуассона, функция правой части которого интерпретируется как вихревая, благодаря чему выравниваются разности плотностей. Теоретические результаты сравниваются с результатами моделирования, причем указывается возможность электромагнитных и других аналогов.

И. Бэр и Г. Даган рассматривают в гидромеханической постановке задачу о перемещении границы раздела между морскими и пресными подземными водами, разгружающимися вблизи берега. Авторами приняты допущения о наличии двумерного потока в ограниченном сверху и снизу водоносном горизонте, о фильтрационной однородности водовмещающих пород и резкой границе раздела между пресными и солеными водами. На этой основе получены решения, позволяющие рассчитать длину «языка» морских вод, внедрившегося в нижнюю часть водоносного горизонта. Данные расчетов по теоретическим зависимостям показали хорошую сходимость с результатами экспериментальных исследований на фильтрационном лотке.

При исследованиях механизма интрузии морских вод зарубежные исследователи широко применяют физическое и аналоговое моделирование и ЭВЦМ Б. Дженсоном и И. Дюфором [141] на физической модели проведено изучение условий вторжения морских вод в горизонт пресных подземных вод в процессе их эксплуатации. Водоносный горизонт моделировали однослойным (большой и малой мощности) и двуслойным. Проницаемости слоев в двуслойной модели различались более чем в 20 раз. Разность плотностей соленых и пресных вод изменялась от 0,15 до 0,21 г/см^3. Модель однослойного горизонта большой мощности использовалась для анализа подтягивания соленых вод к несовершенной скважине.

Процесс интрузии морских вод в двуслойный водоносный горизонт сравнивался с процессом интрузии в однородный (однослойный) водоносный горизонт, проводимость которого сходна с проводимостью двуслойного горизонта. Скважина помещалась в проницаемый слой. Мощности проницаемого и слабопроницаемого слоев в двуслойном горизонте не изменялись. Эксперименты с двуслойным водоносным горизонтом показали, что если проницаемый слой располагается над слабопроницаемым, то «язык» соленых вод имеет бóльшую длину, чем в однослойном пласте с эквивалентной проводимостью. И, наоборот, если проницаемый слой расположен под слабопроницаемым, то длина «языка» в двуслойном пласте

меньше, чем в эквивалентном по проводимости однослойном пласте.

В двуслойном пласте «язык» морских вод продвигается медленнее, чем в эквивалентном однослойном. Исследования подтягивания соленых вод к скважине в зависимости от ее дебита, расхода естественного потока и наклона пласта показали, что при определенных соотношениях указанных параметров в пласте могут быть выделены две зоны: первая, в которой засоление неизбежно в тот или иной срок, и вторая, в которой засоление невозможно вообще.

Примеры интрузии морских вод. Лучше других изучены и описаны интрузии морских вод в Калифорнии, Флориде и на о-ве Лонг-Айленд (США).

Пресные подземные воды прибрежных районов Калифорнии связаны с плейстоценовыми песчано-гравийными отложениями, образующими напорный водоносный горизонт Сильверадо, нижним водоупором которого являются глины толщи Сан-Педро, а верхним — глины плейстоцена, выклинивающиеся в полосе, непосредственно примыкающей к берегу [34]. Воды этого горизонта давно используются для целей водоснабжения. Продолжительная непрерывная эксплуатация и постоянно увеличивающийся отбор их в сочетании с длительными периодами засух привели к значительной сработке уровня подземных вод в прибрежных районах. На значительной площади он опустился ниже уровня водной поверхности океана. В связи с этим изменилось направление естественного гидравлического уклона подземных вод. Если до этого он был направлен в сторону океана, то теперь он приобрел противоположное направление в сторону суши. В результате этого во многих районах Калифорнии произошло внедрение морских вод в пресные подземные, что, по мнению ряда американских исследователей, представляет значительное бедствие (рис. 11). Всего на побережье Калифорнии выявлено 44 таких участка, но существует еще около 100 участков, в пределах которых возможно внедрение соленых морских вод.

В табл. 2 приведены размеры «языков» соленых вод, внедрившихся в пресные подземные воды в Калифорнии [34].

Г. Бенкс, Р. Рихтер и И. Хардер [34] по результатам лабораторных исследований и моделирования, выполненного в Калифорнийском университете, получили формулу, позволяющую оценить длину «языка» соленых вод в зависимости от расхода потока пресных подземных вод

$$L = \frac{(\gamma_0 - 1)\, hK}{q}, \qquad (153)$$

где h — мощность водоносного горизонта, м; K — водопроводимость, м²/сут; $\gamma_0 = \gamma_c/\gamma_п$ — соотношение плотностей соленой и пресной воды; q — расход потока на единицу длины береговой линии, м²/сут; L — длина «языка» соленых вод, м.

Формула (153) позволяет также по известной длине «языка» морских вод определить величину потока q пресных подземных вод, разгружающихся в море.

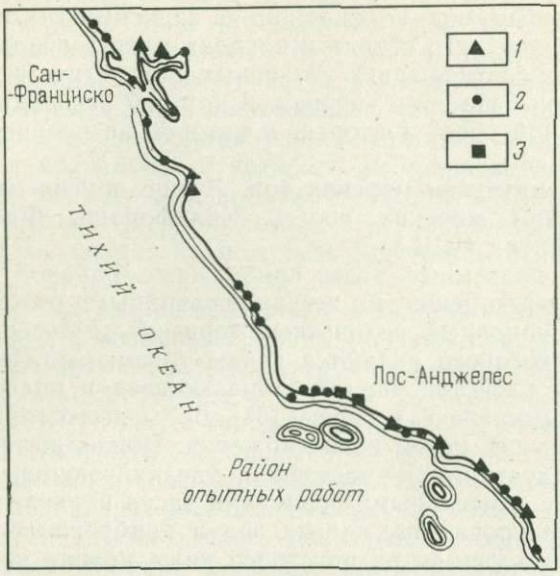


Рис. 11. Районы внедрения морских вод в Калифорнии [34]:

1 — ярко выраженной интрузии (гидродинамический градиент подземных вод направлен в сторону суши); *2* — деградированных подземных вод; *3* — с угрозой внедрения морских вод

Интенсивное и давнее вторжение морских вод в пресные грунтовые наблюдается в районе г. Майами (юго-восточное побережье Флориды, США).

Рельеф полуострова равнинный. С поверхности он сложен в основном третичными закарстованными известняками и песчаниками формации Тамиами и рыхлыми морскими и речными отложениями. Юг полуострова представляет собой обширный заболочен-

Таблица 2

Участок	Максимальная длина „языка" соленых вод, км	Содержание хлора, г/л	Участок	Максимальная длина „языка" соленых вод, км	Содержание хлора, г/л
Напа-Санама	1,3	1,58	Западный прибрежный		
Санта-Клара	8,0	1,0	бассейн (Лос-Анджелес)	3,7	18,0
Салинас (водоносный			Прибрежная равнина	5,5	4,2
горизонт «180-футовый»)	4,6	1,0	Сан Луис Рей	2,2	7,5
Окснард-Плейн	2,1	11,38			

ный район Эверглейдс. Основным источником водоснабжения здесь является неглубоко залегающий горизонт грунтовых вод, приуроченный к породам указанной формации, характеризующимся очень высокой проницаемостью. Горизонт полого падает на восток, в сторону океанического побережья, и выклинивается в центре южной части полуострова. Мощность горизонта возрастает с запада на восток от 0 до 60 м. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка осуществляется на побережье океана. Грунтовые воды залегают на водоупорном слое глин и мергелей; расположенные ниже напорные водоносные горизонты отличаются высокой минерализацией подземных вод и непригодны для водоснабжения.

Опасность вторжения морских вод в район г. Майами возникла в 20-х годах нашего столетия. Прибрежная равнина представляла тогда обширную болотистую низменность. В начале века уровень грунтовых вод был значительно выше уровня моря, что подтверждалось выходами многочисленных источников и заболоченностью значительных пространств к западу от береговой линии. В этот период высокое положение уровня грунтовых вод препятствовало вторжению морских вод.

В 1910—1925 гг. на заболоченных площадях были проведены осушительные работы и создана сеть дренажных каналов. В результате чего уровни подземных вод были снижены и создались благоприятные условия для вторжения морских вод. Оно было настолько интенсивным, что уже в 1925 г. многие водозаборные скважины г. Майами пришли в полную негодность вследствие высокой минерализации воды. Особенно быстро продвижение соленых вод происходило в засушливые периоды. К 1939 г. фронт соленых вод распространился на 18 км от устья р. Майами. Продвижение морских вод в глубь территории наблюдалось до начала 40-х годов. Для борьбы с их вторжением на многих реках и каналах были построены плотины, которые постоянно поддерживали уровень воды в реках и каналах выше уровня океана. В результате этих мероприятий темпы продвижения морских вод по водоносному горизонту заметно снизились и к концу 40-х годов граница пресных и соленых вод стабилизировалась, а на отдельных участках началось постепенное отжатие соленых вод.

Проведенные гидрогеологические исследования показали, что засоление грунтовых вод было вызвано как непосредственным внедрением морских вод в водоносный горизонт в месте выхода его в море, так и инфильтрацией из рек и каналов вторгшихся в них морских вод. В результате грунтовые воды засолялись морскими на расстоянии 10—15 км от берега, тогда как в остальных случаях это расстояние достигает 25 км. Дальность проникновения морских вод через реки и каналы в 5—8 раз превышает их продвижение непосредственно по водоносному горизонту. Интенсивное засоление грунтовых вод в районе Майами за счет инфильтрации морских вод из рек и каналов обусловлено высокой водопроницаемостью известняков и песчаников и неравномерной заилен-

ностью русла, вследствие чего возникли мощные локальные очаги инфильтрации соленых вод из поверхностных водотоков.

По данным Н. Перлмуттера и Г. Иорена [210], М. Андерсона и С. Беркбила [23], в геологическом строении о-ва Лонг-Айленд участвуют четвертичные и меловые отложения, залегающие на кристаллическом фундаменте. В четвертичной толще выделяются современные и плейстоценовые отложения, в меловых — формации Маготи и залегающая под ней Раритан. Общая мощность осадочного чехла 150—600 м. Горизонты пресных подземных вод содержатся в отложениях плейстоцена, в формациях Маготи и Раритан (горизонт Ллойд). Наиболее водообильны два водоносных горизонта в плейстоценовых отложениях (верхний безнапорный и нижний напорный) и горизонт Ллойд. Водоносные горизонты плейстоцена отделены от горизонтов формации Маготи глинами слоя Гардинер; глины в верхней части формации Раритан отделяют водоносный горизонт Ллойд от вышележащих водоносных горизонтов формации Маготи. Водоносные горизонты плейстоцена и верхний горизонт формации Маготи непосредственно контактируют с морской водой.

В связи с большим и непрерывно увеличивающимся отбором подземных вод для водоснабжения Нью-Йорка уровень подземных вод плейстоценовых отложений и верхнего водоносного горизонта Маготи сильно снизился. Если в 1903 г. отметки первого плейстоценового горизонта превышали уровень океана (в округе Кингс на 6 м, а в округе Куинс на 18 м), то в последующие годы уровень подземных вод плейстоцена оказался ниже уровня океана и в горизонты начала поступать морская вода. Вторжение морских вод вследствие интенсивного отбора подземных имеет место также в округе Нассау на участке Сидархерст — Вудмир и в округе Суффолк в районе Монтаук-Пойнт. Участки интрузии морских вод на о-ве Лонг-Айленд показаны на рис. 12.

На участке Сидархерст — Вудмир округа Нассау «язык» морских вод зафиксирован в верхнем водоносном горизонте формации Маготи. За период 1952—1958 гг. фронт соленых вод продвинулся к водозабору примерно на 600 м. Скважины, расположенные в пределах «языка», отмечают увеличение содержания хлоридов в подземных водах от 0,2 до 16 г/л.

В округах Куинс и Кингс были приняты меры, направленные на ликвидацию интрузии морских вод. Они сводились к ограничению отбора воды на отдельных участках, в пределах которых отмечался рост минерализации подземных вод; проведению искусственного восполнения запасов пресных вод; в некоторых случаях запрещению бурения новых водозаборных скважин и др. Все это позволило несколько повысить уровень подземных вод, однако внедрение морских вод в ряде районов продолжалось. Так, в скважинах округа Нассау содержание хлоридов за период 1960—1969 гг. возросло в 1,5—4 раза. Расчеты показали [210], что для отжатия соленых вод, внедрившихся в плейстоценовый водоносный горизонт, потребуется 30—40 лет.

Интрузии морских вод в пресные подземные известны и в других частях земного шара. Они, в частности, установлены на о-ве Валхерн (Нидерланды), в штате Южная Каролина и на атлантическом побережье США, в центральной части балтийского побережья Польши, на побережье п-ова Изу (Япония), в районе Брайтон-Ньюхейвен на южном побережье Англии, в Израиле.



Рис. 12. Схема о-ва Лонг-Айленд с областями внедрения морских вод (точечный крап)

Защита от вторжения морских вод. На основании выполненных работ предложены следующие методы предотвращения внедрения соленых вод: 1) уменьшение отбора подземных вод; 2) искусственное питание; 3) создание вдоль побережья гидравлического «вала» пресных вод путем нагнетания последних в водоносный горизонт; 4) сооружение искусственных барьеров (дамб, плотин, шпунтовых перегородок и т. д.); 5) откачка соленых подземных вод с помощью ряда скважин, расположенных вдоль берега моря.

В прибрежных бассейнах подземных вод наиболее эффективен первый метод. При этом вследствие уменьшения отбора из горизонта подземных вод необходимо иметь дополнительный источник водоснабжения для покрытия потребности в воде. Второй и третий методы также применимы при наличии достаточно обильного дополнительного источника пресных вод, который покроет расходы пресной воды на инфильтрацию и закачку в нагнетательные скважины. Четвертый метод представляет интерес в связи с тем, что он не требует дополнительного количества пресной воды. Однако создание искусственных барьеров является пассивным методом защиты, который дает возможность лишь несколько отодвинуть начало вторжения соленых вод в водозаборы, но не исключает полностью подсасывания соленых вод. Пятый метод эффективен при сбросе откачиваемых вод в море.

Опытные работы, проведенные в 1950 г. Управлением водных ресурсов по контролю за стоком округа Лос-Анджелес, показали, что наиболее перспективным для борьбы с вторжением морских вод является метод создания вдоль побережья гидравлического «вала», путем нагнетания пресной воды в скважины. Такой вал для предотвращения проникновения морских вод создан на о-ве Лонг-Айленд (США), в Израиле и в других странах, где имеет место этот процесс.

* *
*

Проблема интрузии морских вод в горизонты пресных подземных представляет интерес для многих прибрежных районов Советского Союза, в частности, Прибалтики, Черноморского побережья, а также Дальнего Востока и Сахалина, где выявлены участки суши, подвергшиеся указанной интрузии. Поэтому, использование опыта зарубежных исследователей, несомненно, будет полезным при проведении аналогичных работ в нашей стране.

Из изложенного выше видно, что Флорида, Лонг-Айленд, Калифорния представляют крупные натурные полигоны, на которых в течение многих лет ведутся наблюдения за внедрением морских вод в пресные. Эти наблюдения, сопровождавшиеся моделированием процесса, позволили получить ряд аналитических зависимостей по скорости перемещения границы соленых вод в естественных условиях и при приливно-отливных волнениях, по определению концентрации солей в разных точках «языка» внедрения, скорости его продвижения и др. Представляется целесообразным организация таких наблюдений в прибрежных районах Советского Союза, которым угрожает внедрение морских вод.

При гидрогеологических исследованиях, связанных с решением проблемы, в зарубежных странах широко используются геофизические методы, методы изотопных исследований, изучение температурных аномалий в инфракрасных лучах для установления субмаринной разгрузки подземных вод.

Применение машинных методов в гидрогеологических расчетах

Основным методом количественного изучения процессов фильтрации подземных вод за рубежом в последние 10—15 лет является цифровое моделирование с применением ЭВМ. Развитие и совершенствование численных моделей применительно к различным гидрогеологическим задачам отражены в многочисленных публикациях. Главной проблемой, привлекающей внимание исследователей, является разработка достаточно быстрого и надежного численного метода решения дифференциального уравнения плановой нестационарной фильтрации подземных вод, которое необходимо рассматривать при решении многих практических задач:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial h}{\partial y}\right)+W=\mu\frac{\partial h}{\partial t}, \qquad (154)$$

где h — уровень подземных вод в точках пласта с координатами x, y на момент времени t; T — водопроводимость пласта; μ — водоотдача водоносных пород; W — интенсивность питания или расходования подземных вод.

Наибольшее распространение получили конечно-разностные методы численного решения уравнения (154), основанные на приближенной аппроксимации его различными разностными выражениями. Самыми простыми и легко реализуемыми в вычислительных программах ЭВМ являются явные конечно-разностные схемы. Однако они обладают счетной устойчивостью лишь при весьма небольших промежутках времени. Л. Томлинсон и К. Раштон [262] предлагают модификационную явную схему (явный метод переменных направлений), позволяющую несколько сгладить условие устойчивости. Но в общем, судя по имеющимся источникам, явные конечно-разностные аппроксимации почти не используются на практике.

Наиболее часто для численного решения уравнения (154) применяется чисто неявная схема, основанная на уравнении баланса подземных вод, притекающих в каждый блок прямоугольной сетки, покрывающей исследуемую область фильтрации. В результате для каждого узла — центра блока получается следующее выражение:

$$A_{i,j}h_{i-1,j,k} + B_{i,j}h_{i,j-1,k} + C_{i,j}h_{i,j,k} + D_{i,j}h_{i,j+1,k} + E_{i,j}h_{i+1,j,k} = Q_{i,j,k} \quad (155)$$

или в матричной форме

$$Ah = Q, \quad (156)$$

где $A_{i,j}$, $B_{i,j}$, $D_{i,j}$ и $E_{i,j}$ — коэффициенты, определяемые в зависимости от величин водопроводимости и размеров рассматриваемого блока (i, j) и соседних с ним блоков:

$$C_{i,j} = -\left(A_{i,j} + B_{i,j} + D_{i,j} + E_{i,j} + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\right), \quad (157)$$

$$Q_{i,j} = -\left(W_{i,j,k} + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t} h_{i,j,k-1}\right), \quad (158)$$

где Δt — временной шаг; i, j и k — соответственно номер строки, столбца рассматриваемого узла и номер временного шага.

Выражения (155) представляют систему линейных алгебраических уравнений относительно искомых уровней в узлах сетки. Число таких уравнений, равное числу узлов сетки разбивки рассматриваемой области, при решении практических задач составляет обычно 0,5—1,5 тыс. Поэтому прямое обращение матрицы (156) требует значительного машинного времени, большой памяти машины и, судя по имеющимся работам, практически не используется при решении двумерных гидрогеологических задач.

Одним из основных способов решения неявного уравнения (155) является метод переменных направлений ADIP или ADI (Alternating Direction Implicit Procedure). Суть этого метода заключается в приближенной замене каждого выражения системы (155) урав-

нениями для двух полушагов по времени. На первом полушаге расчеты ведутся в одном из направлений (например, по оси x) по неявной схеме, а в другом (ось y) — по явной схеме. На втором полушаге порядок расчетов меняется на обратный. Вычислительная схема может быть записана следующим образом:

$$\begin{cases} A_{i,j}\,{}^{j}h_{i-1j,\,k+1/2} + C^{1}{}_{i,j}\,{}^{j}h_{i,j,\,k+1/2} + E_{i,j}\,{}^{j}h_{i+1,\,j,\,k+1/2} = Q_{i,j,\,k+1/4} \\ B_{i,j}\,{}^{j}h_{i,\,j-1,\,k+1} + C^{2}{}_{i,j}\,{}^{j}h_{i,j,\,k+1} + D_{i,j}\,{}^{j}h_{i,\,j+1,\,k+1} = Q_{i,j,\,k+3/4}. \end{cases} \tag{159}$$

где

$$\begin{cases} C^{1}{}_{i,j} = -\left(A_{i,j} + E_{i,j} + 2\dfrac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\right) \\ C^{2}{}_{i,j} = -\left(B_{i,j} + D_{i,j} + 2\dfrac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\right); \end{cases}$$

$$\begin{cases} Q_{i,j,\,k+1/4} = -\left(W_{i,j,\,k+1/4} + B_{i,j}\,{}^{j}h_{i,\,j-1,\,k} + D_{i,j}\,{}^{j}h_{i,\,j+1,\,k} + \right. \\ \qquad \left. + 2\dfrac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\,h_{i,j,\,k}\right) + (B_{i,j} + D_{i,j})\,h_{i,j,\,k} \\ Q_{i,j,\,k+3/4} = -\left(W_{i,j,\,k+3/4} + A_{i,j}\,{}^{j}h_{i-1,\,j,\,k+1/2} + \right. \\ \qquad \left. + E_{i,j}\,{}^{j}h_{i+1,\,j,\,k+1/2} + 2\dfrac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\,h_{i,j,\,k+1/2}\right) + \\ \qquad + (A_{i,j} + E_{i,j})\,h_{i,j,\,k+1/2}. \end{cases}$$

Таким образом, расчеты сводятся к численному исследованию конечно-разностных уравнений одномерной фильтрации. Решения (159) осуществляют по методу Томаса (в нашей литературе — метод прогонки).

К. Раштон [232] показал, что при использовании метода переменных направлений на величину временного интервала Δt должны быть наложены определенные ограничения. Произвольный выбор шагов Δt может привести к существенным ошибкам в решении. В указанных работах даны некоторые практические рекомендации, обеспечивающие устойчивость и надежность расчетов.

Часто используют также итерационные методы решения конечно-разностных уравнений. Решение системы (155) достигается при этом путем последовательных приближений. Применяемые в настоящее время основные итерационные методы получили название: итерационный неявный метод переменных направлений (PIPT), линейная последовательная верхняя релаксация (Line Successive Overrelaxation — LSOR) и чисто неявный итерационный метод (Strongly Implicit Procedure — SIP).

В итеративной схеме метода переменных направлений для получения n-го приближения по известному $(n-1)$ (первое приближение задается произвольно) решаются две системы алгебраических уравнений. Сначала определяются промежуточные значения уровня $h^{n-1/2}$. При этом, так же как и в методе ADIP, использу-

ется явная схема расчетов в одном из направлений и неявная — в другом, например:

$$A_{i,j}h^{n-1/2}_{i-1,j,k} + C^1_{i,j}h^{n-1/2}_{i,j,k} + E_{i,j}h^{n-1/2}_{i+1,j,k} = Q^1_{i,j,k}, \qquad (160)$$

где $C^1_{i,j} = -\left(A_{i,j} + E_{i,j} + \frac{\mu_{ij}}{\Delta t} + M\right)$,

$$Q^1_{i,j,k} = -\left(W_{i,j,k} + B_{i,j}h^{n-1}_{i,j-1,k} + D_{i,j}h^{n-1}_{i,j+1,k} + \right.$$

$$\left. + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t} h_{i,j,k-1}\right) + (B_{i,j} + D_{i,j} - M)\, h^{n-1}_{i,j,k}, \qquad (161)$$

$$M = \omega\,(A_{i,j} + B_{i,j} + D_{i,j} + E_{i,j}),$$

где ω — итерационный параметр: $1 < \omega < 2$.

Окончательное значение уровня на данной итерации n определяется на втором этапе:

$$B_{i,j}h^n_{i,j-1,k} + C^2_{i,j}h^n_{i,j,k} + D_{i,j}h^n_{i,j+1,k} = Q^2_{i,j,k}, \qquad (162)$$

где $C^2_{i,j} = -\left(B_{i,j} + D_{i,j} + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t} + M\right)$;

$$Q^2_{i,j,k} = -\left(W_{i,j,k} + A_{i,j}h^{n-1/2}_{i-1,j,k} + E_{i,j}h^{n-1/2}_{i+1,j,k} + \right.$$

$$\left. + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t} h_{i,j,k+1}\right) + (A_{i,j} + E_{i,j} - M)\, h^{n-1/2}_{i,j,k}. \qquad (163)$$

Уравнения (160) и (162) численно решаются методом прогонки.

Примеры использования метода переменных направлений можно найти в работах И. Бредехофта и Дж. Пиндера, Р. Кули, Р. Волкера и И. Мухи.

По методу LSOR расчеты также проводятся в два этапа. Сначала по формуле итераций Гаусса — Зейделя, находятся промежуточные значения уровня h^*:

$$A_{i,j}h^*_{i-1,j,k} + C_{i,j}h^*_{i,j,k} + E_{i,j}h^*_{i+1,j,k} = Q^*_{i,j,k}, \qquad (164)$$

где

$$Q^*_{i,j,k} = -\left(W_{i,j,k} + B_{i,j}h^n_{i,j-1,k} + D_{i,j}h^{n-1}_{i,j+1,k} + \right.$$

$$\left. + \frac{\mu_{i,j}}{\Delta t} h_{i,j,k-1}\right). \qquad (165)$$

Затем определяется окончательная величина уровня на данной итерации

$$h^n_{i,j,k} = h^{n-1}_{i,j,k} + \omega\,(h^*_{i,j,k} - h^{n-1}_{i,j,k}). \qquad (166)$$

Расчет проводится последовательно вдоль каждой строки (столбца). Значения уровня h^* при этом определяются по методу прогонки.

Дж. Уоттс [283] и др. для ускорения процесса сходимости итераций предлагают корректировать значения уровня с помощью одно- и двумерных корректировочных коэффициентов, определяемых в процессе решения задачи.

Исследования метода LSOR и, в частности, рекомендации по выбору оптимальных значений итерационного параметра ω, а также примеры использования этого метода приведены в ряде работ.

Метод SIP, основанный на факторизации матрицы A, рассмотрен П. Трескоттом и С. Ларсоном [263], Т. Уинтером [291], Р. Кули [63]. В последней работе приведены вычислительные программы, реализующие итерационные методы, рассмотренные выше.

П. Трескотт и С. Ларсон [263] приводят сравнительную оценку итерационных методов. Авторы применяют ADIPIT, LSOR и SIP одновременно для решения четырех тестовых задач. Сопоставляя результаты расчетов, авторы приходят к выводу, что лучшим из рассмотренных методов является SIP. Он характеризуется наибольшей скоростью сходимости итерационного процесса, по этому методу получены хорошие результаты решения всех тестовых задач. Недостаток последнего заключается в том, что он требует бóльшей машинной памяти, чем другие. Следующим по эффективности, по мнению авторов, стоит метод LSOR.

Из других конечно-разностных методов следует отметить метод характеристик. В нем дифференциальные уравнения в частных производных трансформируются в систему обыкновенных дифференциальных уравнений, а затем в алгебраические уравнения, используемые для численных решений. Метод характеристик используется, в частности, в работах Е. Уили и Д. Уигжерта.

В последние годы для численного исследования фильтрации подземных вод применяется метод конечных элементов, широко используемый в строительной механике, механике сплошных сред, гидротехнике и т. д. Основная идея метода состоит в том, что искомая функция (понижение, отметка уровня подземных вод) представляется дискретно, в виде суммы некоторых базисных функций, каждая из которых определена в пределах ограниченного участка — элемента, а за пределами его равна нулю. Элементы имеют общие узловые точки и в совокупности аппроксимируют область фильтрации. Для двумерных задач обычно используют треугольные, реже четырехугольные элементы. В качестве базисных функций принимают, как правило, полиномы первого порядка, линейные относительно пространственных координат, т. е. зеркало подземных вод внутри элемента представляется в виде плоскости.

При решении фильтрационных задач обычно применяют два способа реализации конечных элементов: метод Рэлея — Ритца и метод Галеркина.

По методу Рэлея — Ритца решение дифференциального уравнения (154) сводится к отысканию минимума интегрального функционала, который строится на основе вариационной формулы Эйлера. Физически это означает, что находится такая поверхность подземных вод, которая обладает наименьшей потенциальной

энергией. Например для уравнения (154) указанный функционал можно записать в виде

$$I=\int_{\omega}\left[\frac{1}{2}T\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2+\frac{1}{2}T\left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2+Wh-\mu h\frac{\partial h}{\partial t}\right]\mathrm{d}\,\omega, \qquad (167)$$

где ω — исследуемая область фильтрации.

Подставив в это равенство приближенное выражение, дающее дискретное представление уровня, находят величину I. Для достижения его минимума используется условие

$$\frac{\partial I}{\partial h_i}=0, \qquad (168)$$

где i — номера узлов. Из (168) получается система алгебраических уравнений относительно значений уровня подземных вод в узлах модели области фильтрации. При небольшом числе узлов (менее 100—200) эта система может быть решена методами исключения Гаусса, а при большом числе узлов — итерационными методами, изложенными выше. Такова общая схема решения фильтрационных задач по методу Рэлея — Ритца. Теоретическое обоснование его применительно к гидрогеологическим задачам дается И. Яванделем и П. Уитерспуном [294], Р. Ченгом [58], а примеры использования в работах [99, 104, 295].

Метод Галеркина основан на использовании свойств ортогональных функций, в качестве которых рассматриваются базисные функции и отклонения приближенного решения уравнения (154) от точного. Применение метода Галеркина в сочетании с конечными элементами приводит к уравнению

$$\int_{\omega}N_iL\,(h)\,\mathrm{d}\,\omega=0, \qquad (169)$$

где h — искомая величина; $L(h)$ — дифференциальное уравнение.

После подстановки базисных функций N_i в уравнение (169) и интегрирования получается система алгебраических уравнений, обращение которой дает приближенное решение задачи. Достоинство метода Галеркина — исключение необходимости вариационной формулировки задачи.

Современное состояние техники моделирования методом конечных элементов освещено Р. Ченгом [58]. Применение метода формулируется как с использованием методики Рэлея — Ритца, так и Галеркина. Даются примеры применения метода для изучения различных проблем фильтрации через пористые среды.

Возможны также и другие способы реализации метода конечных элементов в вычислительных программах. В частности, в работах А. Догру [76] и Р. Кули [63] используется метод коллокаций.

Во многих работах рассмотрены преимущества методов конечных элементов и конечных разностей. Отмечено, что метод конечных элементов является, в общем, более мощным вычислительным

средством, позволяющим получать результаты для самых сложных гидрогеологических схем. Так, например, при рассмотрении анизотропной среды, в которой главные направления анизотропии меняются в зависимости от направления потока, задача легко решается методом конечных элементов, тогда как ее практически невозможно решить методом конечных разностей. Конечными элементами легко аппроксимируются сложные и криволинейные области и отдельные участки в них. Метод конечных элементов позволяет учесть сложные граничные условия.

Однако во многих случаях для практических целей представляется возможным не учитывать указанные факторы, усложняющие расчет, из-за заведомо слабого влияния их на результат решения или из-за отсутствия необходимых фактических данных. Поэтому метод конечных разностей, отличающийся бóльшей простотой, доступностью и легкостью реализации на ЭВМ, имеет в настоящее время широкую область применения и перспективы в будущем.

В последние годы разрабатываются методы использования ЭВМ для решения так называемых обратных задач, т. е. оценки фильтрационных свойств пласта и их изменений по протяжению водоносного горизонта по данным о положении уровня подземных вод. Основные трудности этой проблемы связаны с существенным влиянием на точность решения задачи случайных погрешностей в замерах уровня воды, неоднозначностью и в связи с этим ненадежностью полученных результатов. Следует отметить, что математическая разработка этой сложной проблемы находится на начальном этапе. До настоящего времени нет единой строгой теории решения обратных задач, особенно в нестационарной постановке.

Важным и эффективным методом гидрогеологических расчетов является аналоговое моделирование. Метод основан на математическом подобии различных физических процессов, описываемых одинаковыми дифференциальными уравнениями. Преимущество аналоговой техники перед числовыми моделями, решаемыми с помощью ЭВМ, заключается в том, что расчеты можно проводить при меньшей степени дискретизации фильтрационного потока во времени и пространственным координатам, при этом не возникает трудностей в вычислениях. Недостатками аналоговых моделей являются относительная трудоемкость решения задач, меньшие по сравнению с ЭВМ гибкость и универсальность.

Особенно широкое развитие аналоговое моделирование за рубежом получило в 50—60-е годы (сплошные и сеточные электрические модели с использованием электролитов, электропроводной бумаги, сеток активных сопротивлений и сетки, включающие, кроме того, емкостные сопротивления). Обзор различных способов расчета и создания электроаналоговых моделей приведен в ряде работ, некоторые из которых переведены на русский язык.

Методика аналогового моделирования с учетом зарубежного опыта в отечественной литературе хорошо освещена Л. Лукнером,

В. М. Шестаковым, И. Д. Жерновым, И. Н. Павловцом, И. И. Крашиным и др.

Бóльшая часть электрических моделей, предназначенных для исследования фильтрации подземных вод, строится гидрогеологическими организациями. Известны лишь несколько моделирующих устройств, изготовленных промышленностью: анализатор поля АР-600 (Польша), аналоговые устройства типа «Аналог» (ГДР). Разрабатываются также гибридные вычислительные комплексы, включающие электрические сетки и цифровые вычислительные машины. Однако широкого применения они не получили.

В последние годы во многих странах практические фильтрационные расчеты проводят бóльшей частью с использованием ЭВМ, аналоговые устройства применяются реже. Так, в геологической службе США лабораторией аналогового моделирования, действующей с 1959 г., было создано более 100 гидрогеологических моделей. В последние 10 лет для оценки запасов подземных вод, влияния водоотбора на поверхностные воды и т. д. с применением ЭВМ было изучено более 250 объектов.

Таким образом, в последнее время отмечается качественное изменение методики гидрогеологических расчетов. Если раньше основным методом решения сложных практических задач, связанных с расчетом водозаборов, изучением региональных закономерностей формирования и движения подземных вод было аналоговое моделирование, то теперь те же задачи могут быть успешно решены с применением ЭВМ. Как показывает приведенный обзор, за рубежом интенсивно разрабатываются численные методы и вычислительные программы для количественного исследования фильтрации подземных вод в различных гидрогеологических условиях. Эти методы уже использованы на многих конкретных объектах.

Впервые наблюдения за режимом подземных вод за рубежом начались в 1834 г. в Германии. Сначала XX в. география изучения режима подземных вод значительно расширилась. С 1903 г. наблюдения проводятся в США, с. 1912 г.— в Аргентине, с 1920 г.— в Венгрии. Расширился круг задач, решаемых с использованием данных о режиме подземных вод. Наблюдения проводились в связи с необходимостью учета запасов подземных вод и оценки изменений, происходящих под влиянием их эксплуатации для прогнозов поверхностного, главным образом меженного, стока рек, для выявления причин повышения уровней грунтовых вод на орошаемых землях и изучения эффективности дренажных систем, включая территории, подтопляемые морем (Нидерланды). Появились первые обобщающие работы Майе (Франция), Сойка (Германия), Кинга и Мейнцера (США), отражающие в основном качественные зависимости главным образом сезонных колебаний дебитов родников и уровней подземных вод от изменений климатических факторов и уровней поверхностных водотоков.

Значительная активизация изучения режима подземных вод наступила в 30-е годы, что было связано с развитием промышленности и сельского хозяйства во многих странах мира, сопровождавшимся интенсивным использованием подземных вод для водоснабжения (Великобритания, США, Германия, Новая Зеландия и др.) и орошения (США, Индия, Ирак и др.). Это послужило определенным толчком к созданию широкой наблюдательной сети для изучения режима подземных вод, закономерностей его изменений, к попытке на гидродинамической и балансовой основе подойти к прогнозам режима подземных вод. Еще большее развитие изучение последнего получило в послевоенные годы, особенно в связи с проведением, по инициативе ЮНЕСКО, Международного гидрологического десятилетия (МГД). В этот период (1964—1974 гг.) постоянная наблюдательная сеть для изучения режима подземных вод создана в НРБ, ПНР, СРР, ЧССР, Дании, Италии, Норвегии, Финляндии, Швейцарии, Швеции, Израиле, Японии и других странах.

Состав и состояние наблюдательной сети зависят от многих факторов: задач, стоящих перед исследователями, уровня экономического развития страны, геологического строения и гидрогеологических условий ее и, наконец, от структуры службы изучения режима подземных вод.

Если в прошлом веке или в начале нашего наблюдательными пунктами служили бытовые колодцы и родники, то в настоящее время, помимо указанных пунктов, во многих странах существуют скважины, специально оборудованные для изучения режима под-

земных вод, а также оставленные для этого эксплуатационные и разведочные на воду скважины. Плотность наблюдательной сети определяется разными причинами, среди которых основными являются задачи, ради решения которых создана эта сеть (водоснабжение, мелиорация земель, гидротехническое строительство, градостроительство и др.). Наибольшей плотностью наблюдательной сети из капиталистических стран обладают Нидерланды и Марокко, где одна наблюдательная точка приходится соответственно на 47 и 16 км², а из социалистических — ГДР (10 км²).

В ряде стран материалы наблюдений за изменением режима подземных вод используются также для разработки теоретических проблем: выявления закономерностей формирования режима и баланса подземных вод; изучения влияния хозяйственной деятельности человека на подземные воды, как фактор окружающей среды; разработки прогноза режима подезмных вод и выявлений особенностей формирования их химического состава и ресурсов и др.

В связи с этим изменяются принципы размещения наблюдательной сети. Помимо специализированной, закладываемой для решения практических задач, создается опорная сеть, основанная как на генетическом гидрогеологическом районировании территории, разработанном учеными Советского Союза, так и на расположении скважин по определенной сетке с расстоянием между ними 2—4 км на участках детального изучения подземных вод (Нидерланды, Израиль). В США при размещении наблюдательных точек используют космические снимки. Великобритания, ГДР, Канада, Норвегия, Нидерланды, США, ФРГ, Финляндия, ЧССР, Швеция систематически публикуют данные о режиме подземных вод в виде ежегодных или пятилетних обзоров, иногда совместно с материалами по гидрологии. В последние годы в ряде стран наметилась тенденция составления крупных региональных обобщений по наблюдениям за режимом подземных вод и их ресурсами. Л. Нордберг и Дж. Совери [196] сделали такое обобщение по территориям Норвегии, Финляндии, Швеции, Дании и северо-западным районам Советского Союза.

В настоящее время результаты наблюдений за режимом подземных вод в мировой практике используют при решении задач, связанных с:

— оценкой тенденций в режиме подземных вод для установления экстремальных положений их уровня в многолетнем разрезе;

— составлением прогноза режима подземных вод для установления экстремальных положений уровня внутригодичного цикла колебаний;

— моделированием и, в частности, при решении так называемых обратных задач;

— определением или уточнением гидрогеологических параметров и в некоторых случаях граничных условий, используемых для аналитических расчетов и моделирования;

— изучением влияния режима подземных вод на инженерно-геологические условия территорий и установлением тенденций (с количественной оценкой) различных изменений грунтов.

Необходимость разносторонне оценить влияние хозяйственной деятельности человека на подземные воды как составную часть окружающей среды заставила некоторые страны, особенно экономически высокоразвитые, перейти от изучения уровней и дебитов подземных вод к комплексному исследованию их режима. Помимо уровней и дебитов изучают температуру, химический состав, включая изотопы и микрокомпоненты, а также органические вещества и элементы бактериального и химического загрязнения подземных вод.

Существенное влияние на развитие гидрогеологических исследований и изучение режима подземных вод во многих странах мира оказала ЮНЕСКО, в рамках и по инициативе которой, как отмечалось выше, проводилось МГД. В 1965 г. в г. Квебек (Канада) ЮНЕСКО организовала Международный симпозиум, на котором обсуждались проблемы организации и методы изучения режима подземных вод. В период МГД в 27 государствах на репрезентативных и экспериментальных бассейнах было организовано комплексное изучение режима поверхностных и подземных вод. В 1969 г. ЮНЕСКО издала список этих станций, а в 1975 г. — монографию [116], излагающую опыт гидрогеологических исследований и изучения режима подземных вод в наиболее развитых странах, за период МГД.

Некоторые особенности и состояние изученности режима подземных вод

Имеющиеся данные об изучении режима подземных вод за рубежом являются далеко не равноценными. Если по одним странам эти данные позволяют дать достаточно полную характеристику состояния разработанности проблемы, то по другим — это не представляется возможным.

В Европе исследования режима подземных вод наиболее продолжительны, а наблюдательная сеть, по сравнению с другими частями света, наиболее плотная.

В НРБ наблюдения за режимом подземных вод находятся в ведении Гидрометеослужбы, Министерства земледелия и других ведомств и осуществляются по специально разработанной программе. Наблюдательная сеть разделяется на опорную, принадлежащую Гидрометеослужбе, и ведомственную, создаваемую заинтересованными организациями. С помощью первой сети в течение многих лет изучается естественный и слабонарушенный режим подземных вод, а с помощью второй — в районах водозаборов и на мелиорируемых землях; эти наблюдения, как правило, являются краткосрочными.

Задача наблюдений — выявление основных закономерностей в изменении режима подземных вод в естественных и нарушенных

условиях, разработка прогнозов их режима и контроль за использованием подземных вод. Проводятся также наблюдения за режимом минеральных вод и грунтовых вод на орошаемых территориях.

Режим уровня, температуру и химический состав подземных вод изучают по одиночным скважинам и родникам, наблюдательным постам, состоящим из групп и профилей точек (скважин), пройденных на разные горизонты, а также на балансовых площадках.

Кроме указанных наблюдений, изучается режим наиболее крупных карстовых родников бассейна р. Марица, воды которых используют для водоснабжения населенных пунктов. Установлены закономерности режима их дебитов, температуры и химического состава. При изучении уровенного режима грунтовых вод Сливенско-Странджевской котловины выявлены типы: междуречный, терасовый и конусов выноса. Установлены корреляционные связи уровней воды в колодцах с режимообразующими факторами, позволяющие составлять прогнозы на 1—2 месяца. По различным вопросам изучения режима подземных вод НРБ опубликованы работы И. Йотова и С. Георгиева, П. Бецински и др.

Изучение режима подземных вод в ВНР в широком плане стало осуществляться лишь после второй мировой войны. В настоящее время режимная сеть страны насчитывает около 3800 скважин. Основная задача изучения режима подземных вод — выявление закономерностей и прогноз режима уровней грунтовых вод Большой Венгерской равнины в связи с ее периодическим подтоплением паводковыми водами Дуная и частично Тиссы. В этом районе для наблюдений используются 1500 родников и 2300 скважин региональной сети, а также балансовые площадки.

Наблюдения по региональной сети проводятся раз в три дня, в основном за уровнями подземных вод, реже за их температурой и химическим составом главным образом на участках детального изучения для решения конкретных практических задач.

На региональной сети замеры уровней подземных вод осуществляются с помощью ленточных уровнемеров, на балансовых участках по берегам рек для этих целей применяются самописцы.

На балансовой площадке в Камлоши-Имре изучается режим температур подземных вод, влажность пород зоны аэрации, с помощью весовых и компенсационных лизиметров оценивается инфильтрационное питание и испарение на различных глубинах, роль леса в балансе грунтовых вод, осуществляются метеорологические наблюдения. На участке Фархето — Мойша изучаются закономерности поверхностного стока и связанные с ними особенности подтоплений территории.

Режим термальных подземных вод изучается по скважинам глубиной от 400 до 2500 м; он является, как правило, нарушенным в связи с постоянным отбором термальных вод. Наблюдательные скважины расположены по створам, пересекающим области питания, транзита и разгрузки, по три скважины, вскрывающие разные

водоносные горизонты в каждом пункте. В районах водозаборов скважины располагаются радиально от центра водозабора. Определяются температура, давление, дебит, состав и содержание газов, а также химический состав воды.

Большое внимание в ВНР уделяется изучению режима карстовых вод. Для наблюдения выбраны родники с дебитами от 800 до 1600 л/с, используемые для водоснабжения. По 800 родникам и скважинам наблюдения проводятся один раз в месяц, по 700 — один раз в два-три года. Работы поставлены с целью оценки ресурсов карстовых вод и водопритоков в горные выработки.

В стране проведен статистический анализ сравнительно длинных рядов наблюдений (с 1935 г.), составлена обобщенная характеристика (в % обеспеченности) режима грунтовых вод, выполнен совместный анализ изменений уровней грунтовых вод и осадков, установлена асинхронность их режима в северных и южных районах страны, где наивысшие уровни соответственно отмечены в 1940—1942 гг. и в 1966—1977 гг. На основе автокорреляционных функций установлена достаточная для прогнозов 12—15-летняя цикличность в колебаниях уровней подземных вод Большой Венгерской равнины. При этом отмечено, что положительные всплески коэффициентов автокорреляции в центральной части ее ниже, чем вблизи северных и южных границ. Кроме того, выявлены взаимосвязи уровней подземных вод с циклами, связанными с гравитационным воздействием Луны и изменением атмосферного давления. Отмечено уменьшение амплитуд этих колебаний уровня по вертикали, разность которых на глубинах 200 и 900 м достигает соответственно 129 и 50 мм. Установлены закономерности повторяемости многоводных и засушливых лет, а также зависимость между модулем сжимаемости и пористостью водовмещающих пород, что позволяет оценивать последнюю по данным колебаний уровней подземных вод под влиянием атмосферного давления. Выявлены закономерности увеличения электрического сопротивления подземных вод при уменьшении периода их водообмена, а также четкое проявление влияния землетрясений в породах с преобладающим меридиональным направлением трещиноватости, а приливов — в породах с широтной трещиноватостью.

Наблюдения за режимом напорных подземных вод, используемых для водоснабжения, показывают истощение их ресурсов. За 25 лет эксплуатации уровни этих вод снизились на 10—40 м, в связи с чем поставлен вопрос о необходимости искусственного восполнения их запасов.

В Институте водного хозяйства разрабатывается и конструируется новая аппаратура для изучения режима подземных вод. В частности, сконструирована измерительная станция Гидро-III, позволяющая получать информацию по проводам или УКВ-радио в радиусе до 50 км одновременно об осадках, уровнях воды, ее температуре, влажности воздуха, дебитах, водоотборе и т. д. С помощью автоматической установки «Телексдат» осуществляется оперативный запрос гидрометеорологических данных, необходимых

для составления прогнозов. Создан влагомер для измерения объемной влажности грунтов (точность 2%) в зоне аэрации с помощью радиоактивного ^{137}Cs.

В Техническом университете им. Лоранта Этвеса проводятся работы по анализу законов распределения уровней и дебитов подземных вод. Сделано заключение, что для прогнозов максимума уровня целесообразно использовать функцию нормального распределения, а минимума — логнормальную, логарифмическую Пирсона и нормальную.

В результате многолетнего изучения режима карстовых вод Задунайского среднегорья выявлена 14-летняя цикличность колебаний их уровня с амплитудой около 10 м, определяемая метеорологическими условиями. Суточные колебания, зависящие от лунных циклов, составляют 2—6 см. Шахтный водоотлив, превысивший на 20% величину инфильтрации, вызвал снижение уровня карстовых вод в среднем на 15 м, что сократило их ресурсы в районе на 1 млрд. м^3.

Представляют интерес ритмические колебания дебитов сифонных карстовых родников, дающих выбросы воды в 6, 12, 18 и 24 ч. Это явление связывается с приливными эффектами, приводящими к изменениям уровней карстовых вод на 15—20 см.

Изучение режима подземных вод в Великобритании осуществляется десятью территориальными управлениями по водным ресурсам под методическим руководством Центрального управления, входящего в состав Департамента окружающей среды. Оно подчинено оценке и выявлению причин изменчивости водных ресурсов в пределах отдельных хозяйственно важных водосборов. Исследования включают наблюдения за количеством осадков, уровнями и расходами рек и уровнями подземных вод по замерам в скважинах. Для определения напоров, температуры и химического состава воды используют электронные датчики, а для анализа и прогнозов изменений водного режима в пределах водосборов — сеточные электроинтеграторы. Информация с наблюдательных пунктов собирается по телефону или радио через определенные промежутки времени на специальный пункт, где она обрабатывается на ЭВМ. Последняя выдает данные о скорости прохождения паводков на реках и их размерах, о положении уровней грунтовых вод и другие сведения, представляющие интерес для водохозяйственных организаций. Однако таких хорошо оснащенных систем службы режима немного, но тенденция расширения их сети в стране явно намечается.

Наблюдения за колебанием уровней подземных вод в скважинах, которых в Англии и Уэльсе более 3000, используются для определения параметров водоносных горизонтов и составления гидрогеологических карт. Южное водное управление использует эти данные для оценки запасов подземных вод, при решении вопросов их искусственного восполнения и ряда других.

В Бельгии интересные наблюдения за режимом грунтовых вод проводились в течение 5 лет в районах Гента и Антверпена для

изучения зависимости между количеством осадков и колебанием уровней грунтовых вод, а также для оценки баланса подземных вод водозаборных систем. Краткосрочные наблюдения за колебанием уровней грунтовых вод осуществлялись на торфяных болотах Гран-Пассаж в связи с предполагавшейся их мелиорацией.

На территории ГДР наблюдения за режимом подземных вод проводятся с 1869 г. Наблюдательная сеть насчитывает около 11 000 пунктов, из них около 2000 находится в Берлине. Сеть (опорная) подчинена Управлению гидрометслужбы страны, специализированная — управлениями городских водопроводов.

Первые наблюдения были поставлены с целью изучения влияния водоотлива из шахт буроугольных месторождений, на уровни грунтовых вод, снижение которых (до 80 м) привело к падению урожайности сельскохозяйственных культур.

Наблюдения за уровнями подземных вод на опорной сети проводятся 1, 8, 15 и 22, а на специализированной — 1 и 15 числа каждого месяца. Анализ данных наблюдений позволил установить, что положение уровней грунтовых вод четвертичных отложений зависит от количества атмосферных осадков холодного периода года. Выявлен в среднем 10,5-летний цикл понижений уровня грунтовых вод, тесно связанный с климатическими условиями страны (1911, 1921, 1934, 1947, 1953 гг.). Высокие уровни грунтовых вод зарегистрированы в 1915—1916, 1926—1927, 1931 и 1941 гг. В различных районах страны отмечены также более мелкие циклы — в 3,5; 4,5; 6 и 7 лет.

Установлено, что летние осадки оказывают влияние на положение уровня подземных вод лишь при хорошо увлажненной зоне аэрации. Глубина залегания уровня грунтовых вод влияет на урожайность сельскохозяйственных культур. Наиболее высокие урожаи луговой (пастбищной) растительности получены при нахождении его на глубине 40—60 см, зерновых культур — 100—125 см, фруктов — 125—150 см.

В связи с интенсивным использованием подземных вод, приводящим в ряде районов к истощению ресурсов, разработана программа управления ими, учитывающая водоотбор, режим уровней при эксплуатации, взаимосвязь подземных вод с поверхностными. Кроме того, разработана система расчета на модели оптимального размещения наблюдательной сети и водозаборов.

Интересные работы по изучению режима и баланса подземных вод проводятся в Испании в связи с решением проблемы водоснабжения Барселоны. Наблюдения за уровнями и химическим составом осуществляются по 110 пьезометрам, размещенным в дельтовых отложениях рек Льобрегат и Безос. Оценен баланс подземных вод, установлена тесная связь последних с количеством атмосферных осадков. Отмечено увеличение содержания в воде хлоридов, что связывается с подтягиванием к водозаборам морских вод и загрязнением подземных вод промышленными стоками и загрязненными водами рек.

Сведения об изученности режима подземных вод Италии отрывочны. По наблюдениям 1921—1938 гг. в Сицилии установлено, что колебание уровней подземных вод имеет синусоидальный характер с минимумом в сентябре и максимумом в марте с запаздыванием от годового хода осадков на три месяца. На величину годового минимума влияет водоотбор. Отмечены кратковременные колебания уровней напорных вод, происходящие под влиянием изменений упругого режима водоносных горизонтов. Охарактеризован режим первого безнапорного и второго напорного горизонтов в долине р. По в связи с изучением взаимосвязи поверхностных и подземных вод, а также режим грунтовых вод на площади виноградников, в результате чего был установлен низкий уровень грунтовых вод осенью, не влияющий на виноградники, и подтопление корневой системы зимой и весной. С 1966 г. во Флоренции для изучения подтопления города ведутся наблюдения за режимом грунтовых вод и расходом р. Арно.

В Нидерландах до 1948 г. изучение режима подземных вод проводилось спорадически. В 1947 г. Комитет по гидрологическим исследованиям создал Фонды, перед которыми поставлена задача сбора данных по уровням подземных вод, материалов по гидрогеологическим условиям территорий (где изучается режим подземных вод), а также анализ и публикация результатов наблюдений. Для создания опорной сети предварительно проводились наблюдения по серии скважин, сравнивался их режим и в число опорных включались лишь отражающие типичные особенности режима региона. Наблюдательная сеть в стране насчитывает около 1000 скважин, наблюдения проводятся 14 и 28 числа каждого месяца.

На территории Польши первые замеры уровней подземных вод относятся к концу XIX в. Планомерное изучение режима подземных (преимущественно грунтовых) вод в региональном плане началось после окончания второй мировой войны. В настоящее время основные наблюдения за режимом и балансом подземных вод осуществляет Центральное геологическое управление ПНР. Наблюдательные пункты режимной сети подразделяются на основные и специальные. В ведении управления находится около 1400 основных пунктов. Специальная сеть расположена преимущественно в речных долинах, используется для изучения взаимодействия поверхностных и подземных вод.

Значительное внимание уделяется изучению режима родников в долине р. Висла, вода которых широко используется для водоснабжения. По данным наблюдений за химическим составом грунтовых вод низкой террасы долины в периоды 1871—1894 и 1955—1965 гг. установлено значительное снижение их жесткости, что связывается с повышением дренированности грунтовых вод рекой, уровень которой с 1813 по 1960 г. снизился на 4,5 м. Значительные понижения уровней подземных вод отмечаются в верхнемеловом горизонте Лодзинского синклинория в связи с его эксплуатацией. За период 1930—1958 гг. водоотбор из указанного горизонта возрос с 9,2 млн. до 32 млн. м^3/год, что повлекло за собой понижение

уровня воды в центральной части воронки депрессии с 10 до 53 м. Выполненные комплексные исследования позволили выявить закономерности режима подземных вод, установить зависимость колебаний их уровней от удаленности от реки, ширины русла, проницаемости и мощности водоносного горизонта, изучить закономерности изменения химического состава воды во времени, а также режима температур. Установлено, что содержание сухого остатка в грунтовых водах долины Вислы изменяется в среднем от 10 до 30% от их абсолютной величины. Изучено влияние на состав подземных вод атмосферных осадков и антропогенных факторов. Выявлена роль подземного стока в питании рек, а также установлена корреляционная взаимосвязь между колебанием уровней грунтовых вод и обусловленными подземным стоком колебаниями уровней и расходов рек.

По данным наблюдений установлена следующая закономерность внутригодового режима уровней: в соответствии с режимом выпадения осадков высокие уровни отмечаются в ноябре — декабре, затем наблюдается замедление их подъема или спад с минимумом в январе — феврале, после чего следует подъем до максимума в марте — мае и спад до августа — октября. В многолетнем разрезе отмечается чередование маловодных и многоводных лет с цикличностью от 5 до 12 лет, а также в три — четыре года.

Изучены закономерности режима уровней, температур, pH и химического состава грунтовых вод прибалтийской части Польши в зависимости от особенностей геологического строения и геоморфологии территории.

Наблюдения за режимом подземных вод в СРР начаты в 60-е годы на специально созданной сети скважин. Сеть заложена створами от водоразделов к руслу р. Дунай с целью охарактеризовать режим междуречий, склонов, террас и поймы. Изучается режим уровней, химического состава и температур в естественных условиях, а также в условиях осушительных мелиораций для изучения эффективности дренажа и обоснования расстояния между дренами. Замеры уровней проводятся раз в три дня, осуществляются периодические экспериментальные прокачки скважин (один-два раза в год). Проба воды отбирается раз в квартал. Во время откачек оценивают коэффициенты водопроводимости, водопроницаемости и водоотдачи. На основе анализа данных установлено затухание амплитуд колебаний уровней по мере удаления от реки и увеличение амплитуд к водоразделам за пределами влияния реки. Выделены три основных типа режимов: предгорных равнин, равнин блуждающих рек и равнин с мощным лёссовым покровом. Для каждого типа определены границы распространения, параметры колебаний уровней, охарактеризованы условия питания и разгрузки подземных вод и перспективы их использования.

Проводятся наблюдения за уровнями грунтовых вод и верховодки на обвалованных участках в долине р. Дунай для выявления причин деградации почв и обоснования рациональной схемы гидрометеорологических исследований. Отмечен значительный (до

5 м) для водораздельных участков подъем уровней грунтовых вод в многоводные 1969—1972 годы, что повлияло на режим увлажнения почв в районе Кымпия-Олтения и привело к подтоплению сельскохозяйственных угодий, затоплению подвалов и разрушению сооружений в районе Бэрэган. Данные о режиме подземных вод легли в основу мероприятий по управлению уровнями грунтовых вод с помощью дренажных галерей и скважин. На экспериментальной станции Чилибия на основе анализа колебаний уровней изучен баланс грунтовых вод и составлены карты баланса в миллиметрах слоя воды: питания, подземного стока и эвапотранспирации.

Изучение режима подземных вод в Финляндии начато в 1961 г. специальными наблюдательными станциями департамента дорог Министерства хозяйства, а также Национальным департаментом вод. По ограниченной сети скважин на 13 постах установлены закономерности годовой изменчивости уровней грунтовых вод в региональном плане с зимним спадом уровней, весенним максимумом, летним минимумом и небольшим осенним максимумом. На станциях Луонио, Котка, Куопио, Коккола и Турку выявлена 4—5-летняя цикличность уровней, связанная с соответствующей изменчивостью метеорологических факторов. На опытных участках в результате снятия покровного торфяного слоя и вспашки произошло повышение уровней грунтовых вод до 40 см и более в зависимости от мощности снимаемого слоя и глубины вспашки, что объясняется улучшением условий инфильтрации атмосферных осадков и уменьшением транспирации. Изучается также режим подземных вод в пределах болот. Было отмечено, что колебания уровней подземных вод с ростом глубины залегания запаздывают до 6 месяцев.

Во Франции наблюдения за режимом подземных вод ведутся с 1841 г. в связи с решением практических задач, связанных прежде всего с водоснабжением. Наблюдениями охвачены наиболее крупные родники, на которых чаще всего базируется водоснабжение городов, а также скважины в пределах Парижского артезианского бассейна, напоры в котором за время эксплуатации снизились более чем на 100 м. Централизованной системы, координирующей и обобщающей эти исследования, нет. Отсутствуют пока и сводные работы по режиму подземных вод, в то же время имеется много публикаций по анализу режима подземных вод отдельных родников с оценками условий и возможности их использования, выявления причин и закономерностей изменений их дебитов во времени.

В долине р. Рейн между Базелем и Страсбуром режим подземных вод изучался в связи с гидротехническим строительством, развитием сельского хозяйства, нефтяной и химической промышленности. Целью работ было изучение влияния естественных и искусственных факторов на режим грунтовых вод. Наблюдения за уровнями проводились по 190 скважинам ежедневно. Из них регулярно отбирали пробы воды для анализа возможного загрязнения

их продуктами калиевых разработок. Одновременно велись наблюдения за уровнями р. Рейна по 12 постам и за метеоданными по 14 станциям Эльзасской равнины и ирригационной сети. На основе данных о режиме составлены карты глубин залегания грунтовых вод на периоды минимальных и максимальных уровней Рейна, установлены направления движения подземных вод, разрабатываются мероприятия по охране подземных вод от загрязнения и обосновываются лимиты водоотбора нефтеперерабатывающими заводами.

В Лотарингии изучен режим напорных вод, приуроченных к песчаникам триаса. Отмечено значительное снижение напоров, а также исчезновение родников в результате разработки угольных месторождений. Даны схемы гидроизопьез горизонта на 1900, 1961 и 1974 гг.

В департаменте Па-де-Кале наблюдения за режимом подземных вод по 330 колодцам и скважинам проводит Бюро геологических и горных исследований. Замеры проводятся с 1956 г. еженедельно электроуровнемерами, в 43 пунктах — самописцами. По этому району имеются также несистематические наблюдения с 1903 г. Исследованы связи колебаний уровней с атмосферными осадками и водоотбором, установлена 8—10-летняя периодичность появления минимальных уровней. Аналогичная цикличность отмечена и для максимальных уровней, менее продолжительных по сравнению с минимальными.

Исследования режима проводятся также для обоснования использования заболоченных земель и эффективности дренажей, при решении различных методических и теоретических вопросов. Например, для обоснования необходимой частоты наблюдений, определения гидрогеологических параметров напорных горизонтов по изменениям уровней под влиянием атмосферного давления. По данным гидрохимического режима четырех крупных карстовых родников (со средним дебитом 5,7 $м^3/с$) за период 1971—1975 гг. установлено, что агрессивность вод зависит от сезонных изменений дебитов. Менее агрессивны воды из доломитов в весенне-летний сезон при минимальных дебитах и более агрессивны — из известняков в периоды максимального стока.

Режим подземных вод изучается также для выявления взаимосвязей поверхностных и подземных вод и построения моделей таких связей в условиях карстовых вод Лотарингии.

Анализ 100-летних рядов наблюдений позволил установить, что ресурсы подземных вод зависят в бóльшей мере от многолетних колебаний количества атмосферных осадков, чем от внутригодовых, а неурожайные периоды в сельском хозяйстве не связаны с дефицитами питания подземных вод в отдельные годы.

Наблюдения за режимом подземных вод на территории ФРГ начались по ряду родников с 1834 г., однако особенно широкое развитие эти исследования получили после второй мировой войны. В настоящее время наблюдательная сеть состоит из более чем 5000 скважин, расположенных в различных природных районах и

изучающих режим неглубоко залегающих грунтовых вод и родников, а также частично напорных вод.

В результате региональных обобщений выявлены различные типы годовых колебаний уровня грунтовых вод в зависимости от климатических, гидрогеологических и почвенных факторов и выделены климатический, гидрологический и почвенный виды режима. Отмечено, что с усилением континентальности климата уменьшается промежуток времени между максимумом и минимумом годовых колебаний. Сделаны попытки закартировать в масштабе 1 : 500 000 высокие и низкие положения уровней грунтовых вод, максимумы и минимумы стока. Аналогичные обобщения по отдельным административным районам ФРГ отмечают, что особенности режима подземных вод зависят от рельефа, типа почв и растительности, мощности водоносного горизонта. Установлено, что амплитуды колебаний уровней уменьшаются при переходе от моренного ландшафта к песчаным областям и маршам, от молодых маршей к старым, от глинистых почв к песчаным, от районов с более высоким залеганием грунтовых вод над уровнем моря к более низким, от горизонтов с малой мощностью к большой. Отмечена многолетняя тенденция к общему региональному снижению уровней грунтовых вод на 0,7—1 м за 50 лет, что связывается как с режимом атмосферных осадков, так и с интенсивным отбором подземных вод для промышленного и хозяйственно-питьевого водоснабжения. Многолетнее снижение уровней грунтовых вод в пределах морской равнины (Нижний Рейн) более чем на 4 м за 55 лет является результатом осушительных мелиоративных работ. В связи со снижением уровней отмечено изменение химического состава подземных вод. Исследованы зависимости колебаний уровней грунтовых вод от атмосферного давления, приливных сил, глубины залегания подземных вод, а также особенности режима подземных вод в горных районах, где основное внимание обращено на изменение запасов подземных вод в случае различного чередования засушливых и водных лет.

Для исследования связей между количеством осадков и стоком подземных вод в полускальных породах применяются статистические регрессионные, экспоненциальные и концептуальные модели. Для оценки ресурсов подземных вод в таких районах используют данные о подземном стоке в засушливые периоды года, а также об инфильтрационном питании подземных вод, оцениваемом по довольно широкой (около 500 пунктов) лизиметрической сети. Полученные таким путем данные питания подземных вод периодически картируются в масштабе 1 : 200 000.

Значительное внимание в ФРГ уделяется изучению режима подземных вод на переувлажненных и заболоченных территориях. Здесь исследовано изменение водно-физических свойств почв в зависимости от положения уровней грунтовых вод. Отмечено изменение окислительно-восстановительного потенциала при сезонных колебаниях уровней грунтовых вод, интенсивность образования пятнистой окраски почвенных горизонтов соединениями железа и

марганца, обусловленной изменяющимися окислительно-восстановительными условиями среды, колебаниями уровней, составом растворенных компонентов и водно-физическими свойствами почв. Установлено, что изменение режима уровней грунтовых вод во времени под влиянием искусственных факторов наиболее четко может быть прослежено лишь по изменению водно-физических свойств болотистых почв.

Водоснабжение южных и юго-западных районов ФРГ (Швабского и Франконского Альба, долины Рейна, Аха и др.) базируется в основном на карстовых родниках. В связи с этим значительные исследования в указанных районах посвящаются изучению поверхностного и глубокого карста, распространению обводненных зон, направлениям и скоростям движения подземных вод, выявлению зависимостей дебитов родников от атмосферного питания и площадей водосборов, изучению величин минимального родникового стока в различные по водности периоды, оценке ресурсов карстовых вод, на питание которых расходуется до 45% атмосферных осадков, и характеристике их качества, изучению взаимодействия поверхностных и подземных вод.

Для прогноза режима подземных вод используют метод регрессии и корреляционный анализ с учетом данных предыдущих наблюдений.

Интересны семилетняя цикличность колебаний уровней грунтовых вод на о-ве Нордерней, связанная с атмосферным питанием, а также суточные и месячные циклы, связанные с приливами. При высоте приливов 2—3 м амплитуды колебаний уровней достигают здесь 0,3—0,88 м. При новолунии уровень грунтовых вод находится на низких отметках, а при полнолунии достигает максимума. Соответственно при новолунии количество хлоридов в подземных водах уменьшается, а при полнолунии — возрастает с 108 до 396 мг/л. Повышение уровней отмечается и при штормовых приливах. Влияние приливов и отливов проявляется в подземных водах со сдвигом во времени на 2—4 ч.

Первые систематические наблюдения за режимом подземных вод в Чехословакии начались в конце прошлого века. Однако большинство пунктов для региональных наблюдений создано после второй мировой войны в рамках Гидрометеослужбы страны. Так, в Словакии уровенный режим грунтовых вод наблюдается более чем в 2000 скважинах, измерения температуры — в 50 пунктах. Замеры проводятся чаще всего одновременно раз в неделю, а также непрерывно с помощью самописцев. На основе статистического анализа 70-летних рядов наблюдений выявлена возможность появления раз в 25 лет многоводных периодов продолжительностью 3—5 лет, а также маловодных — продолжительностью 4—6 лет, установлены зависимости режима грунтовых и напорных вод от различных климатических факторов с учетом запаздывания их воздействий и взаимосвязи поверхностных и подземных вод. С помощью гидравлического интегратора установлена роль инфильтрации поверхностных вод в питании подземных вод, а также

атмосферных осадков и дренажа. Основываясь на опыте СССР, ставятся работы по прогнозу естественного режима подземных вод. На основе анализа 110-летнего ряда наблюдений за расходами р. Лабы установлена 5-летняя периодичность увлажненности территории, а также связь между подземным стоком в реку и колебаниями уровней грунтовых вод в наблюдательной скважине.

Систематические наблюдения за режимом подземных вод в Швейцарии практически только начаты, но представляют большой интерес. Первые региональные створы наблюдательных скважин заложены в долине р. Рейн для изучения взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Работы проводятся в рамках Гидрометеослужбы. Осуществляются также единичные, несистематические наблюдения за режимом карстовых вод в Юрских горах в связи с программой регулирования их режима в целях упорядочения водоснабжения и электроснабжения. Эти работы выполняются в пределах одного из межгорных артезианских бассейнов, разгрузка которого происходит через карстовые родники переливом через структурный барьер в районе оз. Невшатель. Наблюдения за режимом родников в Юрских горах показали, что статические запасы водоносного горизонта в 5—10 раз превышают динамические. Дебиты этих родников крайне неравномерны и в периоды межени их расходов явно не хватает прежде всего для производства электроэнергии. Задача заключается в перехвате этих вод туннелем в более глубокой части артезианского бассейна (ниже структурного барьера). Это позволит срабатывать емкость бассейна в маловодный период и восполнять ее в многоводный. Изучение режима родников дает возможность оценить питание бассейна, построить балансовую цифровую модель (в конечных элементах) для управления его эксплуатацией.

На примере источников Арёз и Нуарег изучены: зависимости концентраций различных ионов (Ca^{2+}, Sr^{2+}) от величины дебита родника, закономерности годовой изменчивости общей жесткости, сухого остатка, выноса растворенных веществ от изменений температуры воздуха, колебаний дебита и др. Водозаборы нескольких городов, представляющие собой системы с искусственным восполнением запасов аллювиальных горизонтов в долинах рек Арёз и Бруа, как показывает сравнительный анализ режима поверхностных и подземных вод, работают более равномерно и производительно после организации такого восполнения.

Ведутся также специализированные наблюдения за качеством воды родников в районе г. Фрибур в связи с тем, что в области питания этих родников, служащих основой централизованного водоснабжения города, ведутся интенсивные разработки гравия из открытых карьеров, а также вносится значительное количество минеральных удобрений на прилегающие сельскохозяйственные поля. Исследования проводятся с применением природных радиоактивных изотопов, а также различных индикаторов в целях установления областей питания отдельных каптированных родников, скорости водообмена подземных вод по сезонам года и особенностей

их режима для прогноза возможных воздействий хозяйственной деятельности человека на качество вод этих родников.

Специализированные наблюдения за режимом температур подземных вод проводятся в районе г. Невшатель. Исследуется возможность аккумулирования горячих вод в водоносных горизонтах в летние периоды года с последующим использованием этих вод зимой для нужд теплофикации. Для нагревания закачиваемых в водоносные горизонты вод предполагается использовать солнечную энергию, сбросные воды с атомных электростанций, а также сжигание мусора. Задача направлена на устранение «тепловых» загрязнений поверхностных вод. Для этих целей в Лозанне проводятся исследования теплофизических свойств пород (их теплоемкости, температуропроводности при различных условиях влажности, температуры и давления); разрабатываются электроприборы для изучения тепловых свойств пород в полевых условиях; изучается возможная изменчивость фильтрационной проницаемости горных пород (коэффициенты фильтрации) в лабораторных условиях с учетом влияния на них различных факторов (теплоты, вязкости, осмотических свойств и т. д.) в различных породах; изучаются упругие свойства воды в породах с учетом защемленного воздуха.

Температурный режим грунтовых вод изучается также для оценки влияния на подземные воды периодического сброса подогретых атомной станцией Бецнау вод в р. Ааре. Наблюдения осуществляются датчиками температур на различных глубинах в зоне аэрации и грунтовых водах по створам от реки в сторону водораздела. Установлены зависимости режима температур грунтовых вод от режима температур воздуха и реки, фазовые сдвиги колебаний температур и затухание их амплитуд с глубиной и по мере удаления от реки.

Изучение режима подземных вод в Швеции начато в 1938 г. в районе г. Упсала в долине р. Форисан. Наблюдения проводились по 12-ти скважинам, в течение первых 10 лет раз в три дня, а затем раз в 10 дней. Широкая наблюдательная сеть создана в 1965—1967 гг. в системе геологической службы. Она состоит из 75 скважин, расположенных в различных в геологическом, гидрогеологическом и климатическом отношении районах. Наблюдения проводятся за режимом уровней подземных вод, их температурой и химическим составом, включая определение трития. Установлены закономерности сезонной и многолетней изменчивости уровней подземных вод (рис. 13), связь их колебаний с реками и атмосферными осадками. Выявлена роль водоотбора в наметившейся общей естественной тенденции в многолетнем режиме подземных вод к снижению уровней.

С помощью установленных взаимосвязей уровней подземных вод с режимообразующими факторами проведены исследования по разработке методов прогнозирования режима на основе функции отклика, отображающей время запаздывания влияния атмосферных осадков на подземные воды. Основанные на этом свойстве прогнозы дали удовлетворительные результаты с заблаговремен-

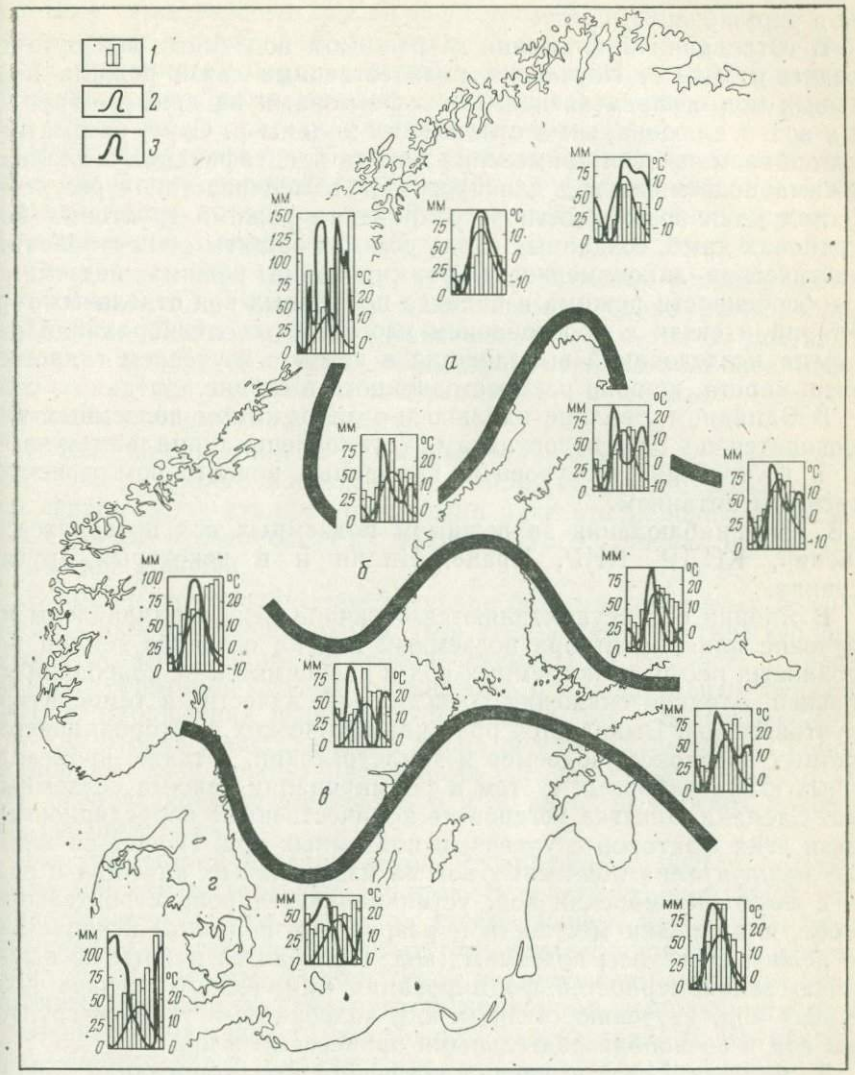


Рис. 13. Схематическая карта сезонной изменчивости уровней подземных вод Скандинавских стран и сопредельной части Советского Союза [196]:

1 — атмосферные осадки, мм; *2* — температура воздуха, °С; *3* — характерный график колебаний уровней подземных вод; *а—г* — зоны с различным характером режима подземных вод (*а* — преимущественно летнего питания, *б* — весеннего и осеннего питания, *в* — преимущественно весеннего питания, *г* — зимнего и весеннего питания)

ностью в 1 месяц (как на ветвях подъема, так и на ветвях спада уровней в годовом разрезе). Проводятся исследования по выявлению влияния хозяйственной деятельности людей на подземные воды и окружающую среду.

В Югославии наблюдения за режимом подземных вод организованы в 1949 г. Изучаются количественные связи режима подземных вод с определяющими его факторами на примере грунтовых вод в аллювиальных отложениях долины р. Сава, рассматриваются возможности применения метода идентификации к анализу режима подземных вод для прогнозов изменчивости их ресурсов. Исследуются возможности регулирования режима грунтовых вод в районах дамб, созданных вдоль рек для защиты от подтопления, генетические закономерности формирования режима подземных вод, особенности режима и баланса подземных вод отдельных территорий в связи с обоснованием необходимых мелиораций. Программа исследований выполняется в связи с изучением гидрогеологии карста, широко распространенного в стране.

В Западном Берлине наблюдения за режимом подземных вод проводятся по 1300 водопунктам. Установлены аномальные участки в положениях их уровней, вызванные водоотбором и искусственным питанием.

В Азии наблюдения за режимом подземных вод проводятся в Японии, КНДР, КНР, Иране, Индии и в некоторых других странах.

В Японии они осуществляются с начала века и направлены на изучение влияния отбора подземных вод на оседание земной поверхности, ресурсов подземных вод в зависимости от колебаний их уровней, влияния снижения последних на качество и температуру грунтовых вод. Выявляется роль климатических факторов, поверхностных водотоков, водоемов и землетрясений, а также ирригационных и водозаборных систем в формировании режима подземных вод. Сделана попытка установить количественные корреляционные связи этих факторов с уровнями подземных вод. Изучается влияние эксплуатации подземных вод на изменение их качества в связи с подсосом морских вод, устанавливается роль строительных работ, планировки местности и разработок полезных ископаемых на режим и ресурсы подземных вод. Проводятся работы по выявлению закономерностей формирования химического состава подземных вод, изучению связи между колебаниями уровней грунтовых вод и почвообразовательными процессами и др.

К. Фукуда [100] вычислил коэффициенты корреляции между уровнем грунтовых вод в опорной скважине и глубиной залегания его в других скважинах района и на основании этих данных построил карту эквикорреляционных коэффициентов, с помощью которой представляется возможным определять глубину залегания грунтовых вод на площади всего района. М. Хигашиура по наблюдениям за колебанием уровня грунтовых вод в песчаных дюнах, выпадением и инфильтрацией осадков и влажностью песков установил, что на увлажнение последних расходуется около 86% осад-

ков, на эвапотранспирацию — 14%. Таким образом, скорость повышения уровня находится в зависимости от водонасыщенности песков. Х. Каваниши в лабораторных условиях исследовал механизм действия атмосферного давления на уровень грунтовых вод в колонне песков и определил, что это действие оказывается заметным, когда водоносный пласт содержит значительное количество защемленных пузырьков воздуха, а слой песка над зеркалом грунтовых вод имеет влажность, близкую к предельной.

Наблюдениями в прибрежных долинах Японии установлено три типа колебаний уровней грунтовых вод: с высоким положением уровней летом и низким зимой; с низким положением летом и высоким зимой и нециклический.

По данным Хан Ген Мина, в КНДР изучение режима уровня грунтовых вод проводилось в аллювиальных отложениях долины р. Даедонг. Установлено, что максимальных отметок он достигает в июле — августе, т. е. через месяц после периода наиболее обильного выпадения осадков, а минимальных — в феврале — марте и совпадает с минимумом осадков.

В КНР наблюдения за режимом подземных вод осуществляются с 1956 г. гидрогеологическими станциями Министерства геологии страны. Сеть станций размещена в девяти районах, выделенных с учетом особенностей их геологического строения и гидрогеологических условий.

В Индии систематическое изучение режима подземных вод началось лишь в последние годы. Для этих целей в составе геологической службы страны образован специальный комитет, которым на всей территории страны создана сеть наблюдательных пунктов. В Дели наблюдения ведутся по 97 скважинам с целью изучения влияния отбора подземных вод на их режим. Установлены корреляционные связи между колебаниями уровней и выпадением осадков, позволяющие осуществлять 5 и 30-дневный прогноз положения уровней.

На территории Филиппинской Республики в 1962 г. имелось около 100 наблюдательных пунктов. В списке станций МГД указывается, что на о-ве Лусон по 12 скважинам, вскрывшим грунтовые воды в песчано-глинистых отложениях, проводятся наблюдения за их уровнем, температурой и химическим составом. Аналогичные наблюдения за грунтовыми водами выполняются по 4 скважинам в бассейне р. Биком, по 6 — в бассейне р. Котабато и по 5 — в бассейне р. Качаян.

В том же списке отмечается, что с 1959 г. изучение режима грунтовых вод по 20 скважинам осуществляется в Турции, с 1942 г. по нескольким водопунктам — в Израиле, затем, по 22 скважинам — главным образом на плато Карат — в Таиланде и с 1950 г. по одному, а с 1962—1964 гг. по трем репрезентативным бассейнам — в Кувейте. В Иране наблюдения за режимом подземных вод проводятся в районах расположения кяризов на 200 наблюдательных станциях. Однако данные наблюдений не публикуются.

Скудные данные о режиме подземных вод имеются по странам Африки.

В упоминавшемся списке станций МГД сообщается, что из множества стран Африканского материка изучение режима подземных вод осуществляется лишь в четырех, а именно: Анголе, Кении, Демократической Республике Мадагаскар и Марокко.

В Анголе наблюдения за подземными водами, формирующимися в четвертичных песчано-глинистых отложениях и в трещиноватых породах докембрия ведутся с 1963—1969 гг. в четырех районах.

В Кении с 1959 г. наблюдаются в 47 скважинах подземные воды рыхлых четвертичных отложений и вулканогенных образований. В Демократической Республике Мадагаскар имеется 150 скважин, в которых ведутся наблюдения за режимом напорных и безнапорных подземных вод разновозрастных карбонатных пород, а также песчано-глинистых отложений и трещиноватых песчаников. В Марокко насчитывается около 2700 наблюдательных скважин.

На Американском материке изучение режима подземных вод наиболее широко поставлено в США. Наблюдательная сеть насчитывает около 16 000 точек, из них примерно 1800 оборудованы самописцами.

Бóльшая часть точек находится в зонах влияния различной хозяйственной деятельности человека и отражает сильно- и слабонарушенный режим подземных вод. Около 80 точек являются опорными и служат для оценки региональной изменчивости режима подземных вод. Наблюдения проводятся в целях инвентарного учета запасов подземных вод, прогнозов изменений меженного поверхностного стока и характеристики особенностей формирования подземных вод в общем комплексе гидрогеологических исследований при проведении съемочных работ. Особое значение придается комплексной оценке водных ресурсов страны. В связи с этим в Министерстве внутренних дел в 1964 г. был создан специальный координационный центр по совместному изучению поверхностных и подземных вод. Наблюдательная сеть скважин на подземные воды в связи с этим делится на группы. К первой группе относится гидрогеологическая опорная сеть, основная цель которой — изучение водных ресурсов, а также рассмотрение различных научных вопросов, связанных с изучением формирования поверхностных и подземных вод. Ко второй — проектная сеть, создаваемая на отдельных объектах для решения конкретных практических вопросов (проектов).

В период 1955—1975 гг. роль подземных вод в водоснабжении возросла, но при этом на 70% повысилось общее потребление воды по стране в целом. Из общего же потребления воды подземные воды по большинству штатов за это время составляли в среднем около 20%, в том числе, в 23 штатах потребление подземных вод составляет пока менее 10%, а по 6 штатам — более половины всей потребляемой воды [295]. Подземные воды используются повсеместно не только для водоснабжения, но и для орошения около

4 млн. га, т. е. более 30% от общей площади орошаемых земель. В итоге запасы подземных вод сокращаются сверх восстанавливаемых на 8 км³ в год. Особенно интенсивен отбор подземных вод в Калифорнии, Техасе, Аризоне и Канзасе, где только на орошение расходуется около 6 км³/год. В Калифорнии и Техасе уже нередки случаи подъема воды с глубин 100—150 м.

Изучение многолетних (50—70 лет) колебаний уровней подземных вод, вскрывшее наряду с многолетней цикличностью тенденцию к истощению их запасов под влиянием эксплуатации, привлекло внимание к данной проблеме и вынудило осуществить широкие работы по искусственному восполнению запасов подземных вод.

Результаты данных наблюдений публикуются по шести группам штатов (северо-восточные, юго-восточные, северо-западные, юго-западные, центральные северные, центральные южные). Сведения об уровнях приводятся в футах относительно уровня моря и поверхности земли, либо на 15-й и последний день каждого месяца, либо с 5-дневными интервалами и помесячно. Пробы воды на анализ отбираются из 8000 скважин, т. е. из 50% наблюдательной сети.

Большое внимание при гидрогеологических и режимных исследованиях за последние годы придается региональным оценкам ресурсов подземных вод, проценту их использования в отдельных штатах, степени истощения, перспективам дальнейшего использования для водоснабжения и ирригации (включая соленые воды), проблемам искусственного восполнения и охраны, прогнозам изменений уровней и качества подземных вод в результате эксплуатации.

За последние годы в ряде штатов (Айова и др.) отмечено интенсивное (0,6—4,6 м/год) падение уровней подземных вод под влиянием возрастающего водоотбора. В связи с этим по данным наблюдений за режимом подземных вод составляются карты сработки напоров водоносных горизонтов. Для оценок ресурсов и прогноза нарушенного режима в региональном плане строятся цифровые гидродинамические модели. Так, Б. Хеншоу и др. на основе детального изучения геологии и тектоники севера Великих Равнин и опытно-фильтрационных работ составлена такая модель для площади 0,5 млн. км², а также модель массообмена для прогноза изменений качества подземных вод при различных условиях их использования. Расчеты возможного понижения уровней подземных вод при определенной потребности в воде даны в нескольких вариантах на 100 лет эксплуатации. Для построения модели широко использованы данные изотопных исследований, позволившие оценить скорость водообмена подземных вод, возраст воды, скорость возможного растворения гипса и т. д.

Анализ многолетних данных режима подземных вод выявил тесные связи колебаний уровней подземных вод с атмосферными осадками и общей увлажненностью территории. Кстати, установленные в США известные ныне крупные 30—33-летние циклы в

колебаниях уровней подземных вод увязываются с интегральными кривыми атмосферных осадков. Поэтому наряду со снижением уровней подземных вод под влиянием эксплуатации по всей стране отмечались также периодические понижения уровней подземных вод, определяемые климатическими факторами. Наиболее резкое естественное истощение запасов подземных вод отмечалось в начале тридцатых (1931—1934) и шестидесятых (1962—1964) годов при менее значительных маловодьях в периоды 1941—1942, 1947—1948, 1951—1952, 1965. Высокие положения уровней отмечены в 1907—1908, 1914—1916, 1938, 1949—1950, 1953, 1969—1970 гг. В связи с этим Т. Ремсон и Т. Рендольф [223] выделили в этих колебаниях вековые тренды, циклические и незакономерные колебания.

12-летние наблюдения ведутся в штате Огайо за качеством грунтовых вод в аллювиальном горизонте, куда сбрасываются рассолы из нефтяных пластов с содержанием хлоридов до 35 г/л. Разрабатываются методы прогноза изменения качества воды во времени и в зависимости от режима их питания весенними и летними паводками [213].

Большое внимание в последние годы уделяется изучению загрязнения подземных вод в региональном плане, разработке методов защиты подземных вод от загрязнения, контролю за качеством вод и созданию моделей для прогноза изменений его во времени. Для реализации этой программы, получившей название «плана № 208», создано Управление по охране окружающей среды (EPA), осуществляющее контроль и режимные наблюдения через специальные региональные отделения.

На основе 84 длинных рядов наблюдений по 22 штатам на ЭВМ выполнен стохастический анализ месячных значений колебаний уровней подземных вод. Установлено, что колебания уровней подземных вод связаны с гидрологическим циклом, но со значительным запаздыванием реакции и более плавными колебаниями по сравнению с речными паводками. Выявлено большое влияние деятельности человека на общее падение уровней подземных вод в последнее десятилетие, особенно в верхних водоносных горизонтах, увеличение поверхностного стока и снижение инфильтрации осадков. Отмеченное истощение запасов подземных вод определено тем, что в течение 1950—1965 гг. количество откачиваемых подземных вод на водоснабжение и орошение возросло в 2 раза (с 2,7 до 5,4 млрд. м^3/сут). В связи с этим ставится вопрос об ограничении и контроле использования подземных вод, а также о более широких масштабах искусственного восполнения. Контроль за использованием и восполнением запасов подземных вод осуществляется при помощи региональной опорной сети наблюдательных скважин.

В целях сбора и оперативной обработки результатов наблюдений за изменениями ресурсов подземных вод Геологической службой создан Национальный штаб (Watstore) хранения этих данных в г. Рестон. Запись данных ведется на магнитной ленте для обра-

ботки на электронно-вычислительной аппаратуре. Информация поступает более чем с 100 пунктов (баз) по телефону. В 52 пунктах проводится первичная обработка данных на ЭВМ [32]. Данные классифицируются в пяти взаимосвязанных и взаимодополняющих картотеках:

1. С данными о местоположении наблюдательных точек, истории их сооружения, владельцах, оборудовании, использовании, гидрогеологических параметрах, геологии и т. д. К концу 1976 г. в картотеке были сведения о 500 тыс. скважин, родников и других водопунктов.

2. Данные о качестве подземных вод. Анализы воды производятся в трех автоматизированных лабораториях. К 1976 г. в картотеке находилось 150 тыс. анализов подземных вод.

3. Картотека ежедневных данных об уровнях поверхностных и подземных вод с пунктов, оснащенных самописцами с формой регистрации, годной для машинной обработки. В 1976 г. в ней находилось 350 тыс. записей пункто-лет (преимущественно по поверхностному стоку).

4. Картотека уровней подземных вод различных срочных замеров по нескольким тысячам скважин.

5. Картотека максимальных годовых дебитов воды (по родникам и рекам) примерно для 360 тыс. пунктов.

Имеются вспомогательные картотеки для описания кодов слоев, названий, агентств, занимающихся сбором гидрологических и гидрогеологических данных о водоотборе по стране. Регулярно поступающие в хранилище данные, в том числе через реле спутников, доступны для анализа по любому запросу уже через несколько часов после их записи.

Помимо сбора оперативной информации о режиме поверхностных и подземных вод спутниковые дистанционные исследования используются геологической службой для детализации и корректировки геологических и гидрогеологических карт, выбора мест для изучения очагов разгрузки подземных вод, движения загрязнений в поверхностных водах, выявлений карстовых провалов и анализа их ориентировки, а также для изучения распространения и ориентировочных глубин залегания верховодки в естественных условиях и на поливных участках. Для этих целей космические многоспектральные снимки используются как обычные черно-белые, но в различных диапазонах цветов — зелено-голубых, красных и инфракрасных (соответственно в диапазонах 470—610, 590—715 и 680—890 нм), так и цветные инфракрасные (510—890 нм), каждый вид съемки осуществляется отдельной камерой, со специальными пленками и фильтрами. Для этих целей применяется также ближняя и видимая инфракрасная, тепловая инфракрасная, радарная и пассивная микроволновая съемки. Предпринимаются попытки изучить изменения глубин залегания подземных вод во времени на основе анализа инфракрасных снимков. Температурные контрасты, вызванные различием в глубинах залегания под-

земных вод, оценивались и сравнивались с изменением температур и влажности почв. Найдена корреляционная связь между температурами грунтов и глубиной залегания подземных вод. Установлено, что по инфракрасному изображению может быть определена глубина залегания подземных вод.

Для выявления повышенной трещиноватости, которая способствует сосредоточенной фильтрации подземных вод, применяется локационное зондирование (радарами) в диапазонах радиоволн от 0,1 до 100 см. Хорошие результаты при решении таких задач получены боковым воздушным радаром SLAR, улавливающим отраженные волны с отклонением от горизонтали от 55 до 20°. Все эти исследования входят в программу спутника ERTC-I (Ландсат).

Изучение режима подземных вод в Канаде проводится в научных центрах и отделах Министерства охраны окружающей среды провинций. Наблюдательная сеть состоит из специальных скважин (около 500), оборудованных самописцами уровней с длительными (от 1 месяца до 1 года) периодами автономного действия. Наблюдения проводятся преимущественно за уровнями подземных вод для оценки изменений ресурсов подземных вод во времени. Записи с самописцев обрабатываются автоматически специальным считывающим устройством, переносящим данные измерений на перфокарты и магнитную ленту. Информация накапливается в ЭВМ. Отмечена многолетняя изменчивость режима подземных вод, связанная с цикличностью климата и не поддающаяся прогнозированию.

Изучение режима подземных вод в провинции Онтарио проводится в связи с исследованием внедрения морских вод в прибрежные водоносные горизонты, инфильтрации различных загрязняющих веществ в водоносные горизонты, изучением гидрогеологических особенностей районов с вечной мерзлотой, влияния инженерной деятельности человека на гидрогеологические условия городских территорий, шахтных и карьерных разработок на гидрогеологический режим прилегающих территорий и изучения процессов формирования подземных вод в целях совершенствования гидрогеологического моделирования. Наблюдения проводятся секцией гидрологии и контроля отделения водных ресурсов Министерства охраны окружающей среды провинций. Данные наблюдений публикуются в региональном и общегосударственном ежегодниках. Наблюдения ведутся с 1946 г. сначала по 300 скважинам, а с 1977 г. — по 100 опорным скважинам. В провинции Альберта наблюдениями охвачены в основном родники (около 600) с целью изучения условий формирования их режима и планирования оптимального использования ресурсов.

В списке станций МГД отмечается, что в Канаде в связи с проведением МГД были организованы наблюдения в 15 репрезентативных бассейнах по 104 скважинам с наблюдениями в основном за режимом уровня грунтовых вод. Наблюдения начаты в 1962—1967 гг.

Об изучении режима подземных вод Южной Америки сведений сравнительно мало. Довольно длительные наблюдения ведутся в Аргентине. В списке станций МГД отмечено 25 гидрогеологических станций, изучающих подземные воды в основном в четвертичных песчано-глинистых отложениях. В ряде пунктов, как указывается в списке, наблюдения начаты в 1912—1913 гг. (7 пунктов), в остальных — в 1925, 1944—1945 и в 1959 гг.

В Венесуэле массовые замеры уровня грунтовых вод в долине р. Каракас были проведены в 1950 г. В более позднее время были организованы наблюдения в отдельных районах страны. Анализ материалов позволил авторам составить ряд профилей уровня грунтовых вод по состоянию на 1965, 1970 и 1971 гг. и установить, что уровень грунтовых вод имел тенденцию к понижению в период 1950—1965 гг., а затем наблюдался его подъем и к 1970—1971 гг. восстановился до уровня 1950 г.

Изучение режима подземных вод в Австралии проводится комиссиями водных ресурсов штатов, работающих автономно и координируемых Советом по водным ресурсам.

Основными задачами изучения режима являются контроль за использованием подземных вод и исследование влияния на них орошения. Около 20% всей потребности в воде страна удовлетворяет за счет подземных вод, 80% этого количества идет на орошение и водоснабжение животноводства. В 1974 г. водоотбор подземных вод составил 2730 млн. м^3/год. Основными штатами, широко использующими подземные воды, являются Квинсленд и Новый Южный Уэльс, где отбирается соответственно 1040, 360 и 245 млн. м^3/год. Наиболее интенсивно подземные воды используются в долине р. Бердекин 320 млн. м^3/год, в долине р. Намой 108 млн. м^3/год и около г. Бандаберг — 96 млн. м^3/год. Интенсивная эксплуатация подземных вод вызвала необходимость поставить работы по региональной оценке ресурсов и контролю за использованием и истощением запасов подземных вод путем наблюдения за их режимом. Широко используются в последние годы напорные воды Большого артезианского бассейна, в котором на основные меловой и юрский водоносные горизонты заложено около 23 тыс. эксплуатационных скважин. Лишь около 3 тыс. из них по-прежнему самоизливают. Замеры уровней и расходов по скважинам проводятся раз в год при обследовании скважин. В штате Квинсленд наблюдения за режимом подземных вод, используемых преимущественно для орошения, проводит комиссия по ирригации и водоснабжению этого штата (г. Брисбен). Наблюдениями установлено истощение подземных вод в долине р. Кондамайн, которых по оценкам комиссии хватит лишь на 20 лет, что потребует затем сокращения орошаемых площадей. В штате Западная Австралия (г. Перт) наблюдения проводятся отделом управления земельными ресурсами (КСИРО), который проводит исследования баланса подземных вод на 9 полигонах с целью изучения причин засоления почв. Установлена значительная роль транспирации, особенно эвкалиптами, в балансе грунтовых вод. Геологической служ-

бой штата проводятся также наблюдения в районах водозаборов в целях оценки запасов подземных вод. Сеть состоит из 500 скважин. В штате Южная Австралия (г. Аделаида) гидрогеологические работы, включая наблюдения за режимом, проводит инженерный отдел геологической службы штата. Информация по 80 тыс. скважин хранится в памяти ЭВМ. Наблюдения проводятся лишь в районах интенсивной эксплуатации в течение последних 5—10 лет раз в месяц за уровнями и химическим составом подземных вод. В ряде районов установлено, что водоотбор уже превысил естественное восполнение. Эти районы, а также участки возможного подтягивания морских вод к водозаборам находятся под особым контролем.

В штате Виктория (г. Мельбурн) наблюдения за режимом подземных вод осуществляет гидрогеологическая станция геологической службы штата. Наблюдения по 300 скважинам проводятся ежемесячно в долине р. Муррей на участках интенсивного орошения, на северо-западе штата, где все водоснабжение осуществляется за счет подземных вод, и в окрестностях г. Мельбурн для оценки возможного загрязнения подземных вод, также используемых для водоснабжения. Данные наблюдений применяются для региональной оценки запасов подземных вод в пределах артезианского бассейна р. Муррей. Спорадические наблюдения за режимом подземных вод, проводившиеся в этом штате с 1900 г. для выяснения причин подъема уровней подземных вод в долине р. Компаспе, установили, что средняя скорость подъема уровней за период с 1900 по 1976 гг. составила 0,2—0,3 м/год. Это обусловлено вырубкой лесов и сбросом в долину шахтных вод при разработке золота.

Наблюдения за режимом напорных вод на орошаемых территориях штата Виктория установили повсеместный подъем уровней, что может привести к засолению земель и повышению минерализации грунтовых вод.

В Новой Зеландии режим исследуется для выяснения причин подъема уровня грунтовых вод на орошаемых землях, оценки эффективности дренажных систем, изучения родников и закономерностей питания подземных вод, изучение взаимодействия колодцев и водоносных горизонтов и оценки степени истощения запасов артезианских вод.

Приборы, применяемые для наблюдений за режимом подземных вод

Инструменты для измерения уровня подземных вод вручную. В Европе наиболее распространен метод измерения уровня с помощью приспособления, получившего у нас название хлопушки. Точность замера зависит от опытности наблюдателя, но считается вполне удовлетворительной.

При больших глубинах залегания подземных вод (50—150 м) применяются электроуровнемеры. В скважинах, где одним из

электродов служит обсадная труба, используются однополюсные электроды, двухполюсные — применяются редко, так как они неудобны в обращении. Чтобы опускающийся в скважину провод уровнемера не вытягивался, его делают из стали или армируют сталью и покрывают пластиком.

Почти так же широко, как и электроуровнемеры для измерения уровня, используют инерционные приборы. В этих приборах поплавок с грузом, прикрепленный к гибкому стальному кабелю, погружается в скважину с постоянной скоростью, контролируемой регулятором, установленным на поверхности. При соприкосновении поплавка с водой специальный механизм автоматически прекращает его падение. Длина кабеля, смотавшегося с катушки, регистрируется счетчиком. Точность этого прибора меньше, чем электроуровнемера, но вполне удовлетворительная (около 1 см). Менее распространены пневматический метод, а также метод, основанный на использовании электролитических свойств воды, и др. В Великобритании применяются также приборы типа ленточного уровнемера Е. В. Симонова.

Напор фонтанирующих скважин измеряют с помощью манометров или дополнительно наращиваемых пьезометров. Для этой цели скважина должна быть оборудована специальным оголовком, в который может быть установлен манометр или пьезометр. Если напор над землей невелик, применяется портативный пьезометр, сделанный из прозрачной гибкой пластиковой трубки.

Автоматические регистраторы уровня. Наиболее распространены автоматические регистраторы поплавкового типа. В этих приборах необходим поплавок большего размера для того, чтобы фиксировалось истинное (или близкое к нему) положение уровня подземных вод в водоносном горизонте. В Америке первые попытки усовершенствования регистрирующих приборов были направлены на то, чтобы увеличить энергию поплавка различными механическими приспособлениями, чаще всего с помощью электроэнергии. Однако до последнего времени наибольшее распространение в США имеют поплавковые регистраторы уровня Стивенса с диаметром поплавка 3,5″ и больше. Существенным недостатком этих приборов является то, что они дают аналоговую запись, не поддающуюся машинной обработке. Попытки преобразования этой записи в цифровую предпринимались неоднократно, но не были успешными вследствие неоднородности графической записи, а также по другим техническим причинам.

В последнее время разрабатываются новые цифропечатающие или перфорирующие самопишущие приборы. Геологической службой США по контракту с компанией «Фишер и Портер» разработан автоматический цифровой перфорационный самописец. Он может работать непрерывно в течение шести месяцев от трех сухих батарей. В начале этот прибор предназначался только для регистрации изменений уровня воды в скважинах и на реках, но в дальнейшем оказалось возможным использовать его для записи и других данных. Были разработаны датчики для регистрации темпера-

туры, влажности воздуха и почвы, величины атмосферных осадков. На ленте регистрируется несколько переменных величин последовательно. Возможна любая их комбинация, а также выбор нужного интервала времени, через который регистрируются данные. Измерение, содержащее до четырех значащих цифр, регистрируется в виде одного ряда отверстий на бумажной ленте шириной 5,1—4,6 см. Каждый последовательный ряд отверстий представляет собой новое измерение.

Геологическая служба Великобритании имеет три типа поплавковых непрерывных автоматических регистраторов уровня фирм «Леопольд и Стивенс» и «Мунро», регистратор с горизонтальным цилиндром Ли «Ротари»МК-II.

Регистраторы фирм «Леопольд и Стивенс» и «Мунро» близки по конструкции. Поплавок этих регистраторов имеет диаметр 4,5″. Колебания уровня воды могут записываться в масштабах 1 : 1; 1 : 2; 1 : 5; 1 : 10 и 1 : 20. Длина барабана 24 см. Это расстояние перо может проходить за 1, 2, 4 или 8 сут, при этом его скорость меняется от 24 до 3 см/сут. Кроме того, фирмой«Леопольд и Стивенс» выпускаются экстрарегистраторы, в которых скорость движения пера может быть уменьшена до 1,5 и даже до 0,75 см/сут, что увеличивает срок работы его при одном заводе до 16 и 32 дней. Регистраторы с 4,5-дюймовым поплавком удовлетворительно работают в скважинах диаметром 8″, но предпочтительнее скважины диаметром 10″ и более. В скважинах диаметром менее 5″ при уменьшении размеров поплавка редко удается получить удовлетворительные записи.

Регистратор уровня воды Ли «Ротари»МК-II имеет поплавок диаметром 8″. Горизонтальный барабан поворачивается кареткой поплавкового блока через устройство, которое может менять масштаб записи колебаний уровня в пределах 1 : 2,5; 1 : 5; 1 : 10; 1 : 20. Стержень вычерчивает колебания уровня подземных вод на вощеной ленте. Скорость движения стержня вдоль барабана может меняться, изменяя продолжительность работы регистратора от 32 ч до 8 или 32 дней.

С помощью стандартных Мунро-регистраторов уровня, но с увеличенной до 8,1 см/ч скоростью движения пера были зафиксированы колебания уровня подземных вод, вызванные резкими изменениями барометрического давления, связанными, возможно, с испытательными ядерными взрывами. Такие колебания имеют небольшую амплитуду, составляющую около 3—6 мм и очень короткий период колебаний — всего несколько минут.

К регистраторам уровня в Великобритании предъявляется требование выдачи информации в удобной для обработке форме, т. е. в виде цифровой или перфорационной записи. Выход информации в числовой форме открывает возможности телепередачи и регистрации наблюдений в едином центре, однако переход к новым типам регистраторов уровня усложняется тем, что в обращении уже имеется довольно большое количество аналоговых регистраторов.

Распространенные в настоящее время в Израиле типы регистраторов уровня используют энергию движения поплавка, диаметр которого не менее 4″. Эта энергия передается металлическому стержню, производящему запись на навощенном алюминиевом листе, который передвигается с помощью часового механизма. Бóльшая часть регистраторов требует проверки и завода раз в два месяца. Гидрогеологической службой Израиля сконструированы регистраторы с поплавками небольшого диаметра. Движение поплавка создает электрические импульсы, которые усиливаются с помощью специальных устройств и затем используются для регистрации колебаний уровня.

Дж. Гилиленд в 1968 г. произвел сравнительную оценку различных методов перфорационной автоматической регистрации уровней. Он отмечает, что при оценке метода регистрации следует учитывать производительность устройства, возможные потери регистрации и точность. В общем случае точность возрастает при любом методе регистрации с увеличением числа точек, но в связи с этим уменьшается производительность и увеличивается возможность потерь регистрации. Регистрация уровней подземных вод с фиксированным интервалом колебания уровня предпочтительнее, чем с фиксированным интервалом времени. Однако экономически выгодные перфорационные цифровые регистраторы уровня, выпускаемые в настоящее время, работают по принципу регистрации с фиксированным временем. К ним относится перфорационный регистратор уровня фирм «Отт» (Франция) и «Фишер и Портер» (США). Регистраторы уровня, работающие с фиксированным интервалом глубины, сравнительно дороги. К ним относятся регистратор уровня фирмы «Леопольд и Стивенс», типа СА с импульсной системой записи (Великобритания).

Помимо рассмотренных выше имеется много других автоматических регистраторов уровня, не получивших распространения и не представляющих большого интереса.

В табл. 3 приведены технические характеристики автоматических регистраторов уровня, применяющихся в ВНР, ГДР, ЧССР и ФРГ.

Прецизионные исследования с применением самописцев позволили зарубежным ученым исследовать воздействие на подземные воды различных факторов, таких, как океанические и земные приливы, атмосферное давление, землетрясения, изменение упругого состояния водоносных горизонтов под влиянием различных нагрузок, ветра и других явлений, на некоторых из них мы остановимся ниже.

Для сбора оперативной информации по части сети в США используются спутники, которые принимают ультракоротковолновые сигналы от передатчиков, установленных в скважинах, и передают на Землю данные об уровнях, температуре и минерализации подземных вод. На подобный сбор информации направлены усилия и в Канаде. Такой сбор информации (мониторинг) позволяет свое-

Таблица 3

Прибор	Марка	Страна	Глубина залегания уровня, м	Амплитуда колебания уровня, м	Погрешность измерения	Вид представления информации			Время безнадзорной работы, сут	Диаметр скважинной части, мм	Тип прибора			Электропитание
						индикация	графический	цифропечать			переносный	скважинный	поверхностный	
Самописец уровня	ВРД-I	ВНР	0—20	0—4	1 см	—	+	—	—	200	—	—	+	—
То же	ТС, ТСФ	ГДР	0—400	0—5	0,5 %	—	+	—	—	40	—	+	—	—
„ „	БС	„	0—25	0—5	1 %	—	+	—	7	40	—	+	—	—
Индикаторный измеритель уровня	ПА, ПАФ	„	0—25	0—4	1 %	—	+	—	—	23, 30, 40	—	—	+	Автономное
Уровнемер	МЕТРА-501	ЧССР	0—200	0—25	—	—	—	+	15	200	—	—	+	От сети
То же	УГИ-50с	„	0—100	0—5	1 %	—	+	—	—	75—105	—	—	+	То же
„	МЕТРА-511	„	0—200	0—25	1 %	—	—	+	1	90—200	—	—	+	Автономное
„	Seba Alpha	ФРГ	0—100	0,25—12,0	Нет сведений	—	+	—	8—192	40—200	—	—	+	„
„	Seba Delta	„	до 100	1,25—12,0	„	—	+	—	90	90	—	—	+	„
„	Seba XI	„			„	—	+	—	32	90	—	—	+	

Примечание. Метод измерения везде механический, а способ — поплавковый.

временно учитывать происходящие в подземных водах изменения, а если требуется, то провести и оперативные расчеты с анализом результатов на ЭВМ.

Для этой цели данные о наблюдательной сети и ее информация закладываются в банк машины. В памяти большой быстродействующей вычислительной машины хранятся все данные о подземных водах, полученные с начала текущего столетия. Эта информация включает сведения об экстремальных положениях уровней и расходах поверхностных и подземных вод, о ежедневных наблюдениях за уровнями, расходом и качеством воды, о местоположении и природных условиях изучаемых водопунктов. К концу 1976 г., по данным С. Бейкера [32], в машину была заложена информация почти о полумиллионе скважин, нескольких тысячах родников и других водопунктов. В будущем проектируется ежегодно пополнять банк данными примерно о 50 тыс. опорных водопунктов. Подобная система сбора и накопления информации позволяет быстро получить необходимые сведения о подземных водах любого района, строить на ЭВМ нужные карты, например, уровней подземных вод или сработанных запасов подземных вод на любой заданный момент времени, картировать и прогнозировать возможные изменения качества и количества подземных вод в региональном масштабе и на отдельных локальных участках, своевременно планировать необходимые мероприятия по искусственному восполнению запасов, регулированию эксплуатации подземных вод, охране их от истощения и загрязнения и т. д. Подобные тенденции к накоплению и обобщению данных о режиме подземных вод прослеживаются и в других странах (Канада, ЧССР, Марокко и др.).

Приборы и аппаратура для изучения химического состава подземных вод. В Швейцарии для указанных целей используют следующие приборы и аппаратуру: 1) атомно-абсорбционный определитель качества воды (Parking Elmer — 603), позволяющий в течение 5 с определить содержание в воде одного из многочисленных микроэлементов; набор возможных определений весьма широк; 2) автоматический анализатор-колориметр (Technican Analiter) с высокой производительностью определений серии ионов (SO_4, SiO_2, Ti, Fe^{2+}, NO_2, NO_3, PO_4, Al и др.); 3) спектрометр-колориметр (Hitâchi) для определения органических соединений в воде; 4) прибор для автоматического титрования (Mettler); автоматические измерители (Metrohm) и регистраторы электросигналов измерений pH, Eh, O_2, T для двух — четырех одновременных измерений (Chemograph № 254); 5) прибор для автоматического отбора проб воды через задаваемые интервалы времени (1—2 ч); 6) переносные лизиметры для определения инфильтрации в любых породах в нишах шурфов без нарушения структуры монолита; 7) сценцилометр для определения трития и др.

Кроме того, лаборатории оснащены малогабаритными ЭВМ с небольшим объемом памяти и телесвязью с центральным вычислительным центром для оперативного решения более сложных задач.

Из других приборов, появившихся за последние 10—15 лет

в зарубежных странах для быстрого изучения химического состава подземных вод, укажем на солемер MZW-I, созданный польскими учеными А. Валя и С. Витчак [277]. Солемер имеет небольшие размеры, прост в обслуживании и устойчив к механическим повреждениям, что позволяет использовать его при выполнении измерений не только в лабораторных, но и в полевых условиях. Электронная система выполнена на полупроводниковых элементах, питание системы осуществляется с помощью двух девятивольтовых сухих батарей. Солемер работает по принципу моста Уитстона, питающегося напряжением с частотой 400 Гц и амплитудой 4 В. Величины сопротивлений в отдельных ветвях моста диктуются интервалом изменения сопротивления воды R_x, в которой будет определяться степень минерализации. Область измерения солемера от 10 до 25 Ом, что соответствует минерализации воды в пределах от 0,05 до 10 г/л. Для измерения сопротивления воды с минерализацией более 10 г/л в мосте необходимо заменить величины сопротивлений. Для облегчения расчета минерализации сделана номограмма, на основании которой, зная величину сопротивления $R_x t$ и температуру исследуемой воды, можно просто определить как электрическое сопротивление (удельное), так и минерализацию воды. Погрешность (точность) при измерении минерализации солемером не превышает $\pm 3\%$, что вполне допустимо при гидрогеологических исследованиях.

Прогнозы режима подземных вод

Проблема прогнозирования режима подземных вод за рубежом разработана в целом слабо. Тем не менее отдельные методы составления прогнозов известны довольно давно.

Наиболее широко распространенным методом прогнозирования, применявшимся первоначально во Франции, а затем и в других странах, является известный метод Майэ — Буссинеска, разработанный в 1904 г. для предсказания минимальных дебитов родников в условиях их независимого спада и ламинарного потока для двух случаев — когда мощность водоносного горизонта достаточно велика и ее изменением можно пренебречь:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \qquad (170)$$

и, когда эта мощность соизмерима с ее изменениями:

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 - \alpha t)^2}, \qquad (171)$$

где Q_t — дебит родника на любой момент независимого режима; Q_0 — дебит родника в начальный момент его спада; α — коэффициент истощения; t — продолжительность спада дебита.

Коэффициент истощения в первом случае определяется по формуле

$$\alpha = \frac{\pi k h_{ср}}{4\mu L^2}, \qquad (172)$$

а во втором — по формуле

$$\alpha = 5{,}772\frac{kf}{4\mu L^3}, \qquad (173)$$

где k — коэффициент фильтрации; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта; μ — водоотдача пород; f — площадь вертикального сечения потока грунтовых вод от места выхода родника до водораздела; L — расстояние от родника до водораздела.

Для турбулентного потока расчетная формула имеет вид

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1-\alpha t)^3}, \qquad (174)$$

где $\alpha = b\ \frac{KV^{1}_{2}}{\mu^{3/2}L_2}$; V — объем водоносного горизонта от выхода родника до водораздела; b — коэффициент, зависящий от ширины потока.

При сравнительно малой зоне дренирования родника $S_р$ по отношению к площади распространения водоносного горизонта $S_г$ коэффициент $b = S_р/S_г$.

Для уровней грунтовых вод, по аналогии для тех же условий, расчеты прогноза могут быть проведены по формуле

$$H_t = H_0 \cdot e^{-\alpha t}, \qquad (175)$$

где H_0 — мощность потока грунтовых вод во время t; H_t — мощность в прогнозное время t.

Если мощность трудно определима, то расчет можно проводить в амплитудах $\Delta = H_0 - H$, т. е.

$$\frac{\Delta}{\Delta_1} = \frac{1-e^{-\alpha t}}{1-e^{-\alpha t_1}}, \qquad (176)$$

откуда

$$\log \Delta - \log \Delta_1 = \log (1-e^{-\alpha t}) - \log (1-e^{-\alpha t_1}). \qquad (177)$$

Коэффициент истощения оценивается по наблюдаемому начальному периоду спада уровня (или дебита):

$$\alpha = \frac{\ln H_1 - \ln H_2}{t_2 - t_1}, \qquad (178)$$

где H_1 и H_2 — мощности (дренируемые) водоносного горизонта в наблюдавшиеся промежутки времени t_1 и t_2 или по тангенсу угла наклона прямой для кривых спада уровней или дебитов, построенных в полулогарифмическом масштабе.

Для родников из сильно закарстованных пород коэффициент истощения имеет величину $\alpha > 0{,}01$, достигая иногда 0,9 (при t, измеряемом в сутках), а в некарстующихся породах α обычно $< 0{,}005$. В неравномерно трещиноватых породах кривые спада имеют чаще всего один-два перегиба. При этом первый участок соответствует истощению крупных дренирующих каналов, вто-

рой — крупных и средних трещин, а третий — мелких трещин и пор. В отдельных случаях установлено до 7 таких перегибов. Отмечалось также влияние увлажненности предшествующих лет на величину коэффициента истощения. Прогнозы, основанные на экспоненциальной модели снижения уровней грунтовых вод в послепаводковый период, выполнялись в 1976 г.

Небезынтересно отметить работу французского исследователя С. Рамона [219]. На основании 60-летних (с 1903 г. с перерывом в 60-х годах) наблюдений за режимом уровня подземных вод по скважине у вокзала в Па-де-Кале (меловой безнапорный водоносный горизонт) он оценил временные изменения емкостных запасов и мощности водоносного горизонта. С использованием вероятностно-статистических методов установлены многолетние изменения и выявлены периоды максимальных и минимальных положений уровня. Минимумы после засух наблюдались в 1921—1922, 1934—1935 и 1949 гг., максимумы — в 1925—1926, 1931, 1937, 1970, 1975 гг. В течение года подъем отмечается в ноябре — феврале, максимум — в марте — апреле, спад уровня — в мае — октябре.

На основании выявленных закономерностей даны предпосылки для прогноза, в частности, приведены уравнения парной корреляции для прогноза летних минимальных уровней и указано на трудность прогноза зимних максимальных уровней.

В 1978 г. вышла работа М. Кансей и Ж. Марга [51], в которой рассматривается вопрос об использовании методов прогноза, применяемых гидрологами для предсказания гидрогеологических процессов. Предлагается использовать прогноз, основанный на установлении закономерности ежегодного аналогичного снижения уровня подземных вод после наступления максимального его положения. Этот метод авторы называют методом экстраполяции и, судя по приведенным параметрам, составляют его графическим путем. Они предлагают также использовать прогнозы, составляемые вероятностными методами.

Все большее распространение получают вероятностно-статистические методы прогнозов, основанные на корреляционных связях положений или амплитуд колебаний уровней подземных вод с факторами, их определяющими, или на зависимостях каких-либо последующих уровней от предыдущих.

Прогнозы весеннего подъема уровней по парным корреляционным связям с выпавшими атмосферными осадками за холодный период года проводятся в ЧССР [192], где также используются связи последующих уровней с предшествующими на ветвях их спада. Они описываются формулой

$$y_i - \bar{y} = r\frac{\sigma_x}{\sigma_y}(x_i - \bar{x}), \qquad (179)$$

где $\bar{y}$ и $\bar{x}$ — средние значения зависимой и независимой переменных из n их частных значений (y_i, x_i); σ_y, σ_x — среднеквадратические отклонения; r — коэффициент корреляции.

Подобные зависимости используются и в ВНР. Была выявлена возможность оценки приближенных значений средних многолетних минимумов по результатам предыдущих наблюдений, в частности осеннего минимума текущего года — зависимости ноябрьских уровней от октябрьских, а также минимальных летних от максимальных весенних. Для подобного анализа использованы 25-летние ряды наблюдений. Прогнозы осеннего минимального уровня по установленным связям этих уровней с весенними максимальными уровнями за предшествующий период наблюдений выполнил также Дж. Осборн в 1966 г.

Более приемлемой для прогнозов считается множественная корреляция, позволяющая учитывать влияние на прогнозируемую величину уровней или дебитов подземных вод серии одновременно действующих режимообразующих факторов по уравнению типа

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \ldots + a_nx_n, \qquad (180)$$

где a_0, a_1, a_2 — коэффициенты уравнения; x_1, x_2, x_3 — значения факторов, определяющих прогнозируемую величину y.

Методические основы таких прогнозов рассматривались в ВНР и США, где были выполнены и первые экспериментальные прогнозы весенних максимальных уровней грунтовых вод по уровням осеннего периода x_1, атмосферным осадкам осеннего x_2 и зимнего x_3 периодов и температурам холодного периода x_4. Тем не менее широкого развития этот метод за рубежом еще не получил. Можно лишь указать на единичные прогнозы, составленные на этой методической основе, или на результаты опробования этого метода в различных природных условиях. Так, для прогнозов минимальных летних уровней грунтовых вод в районе г. Фуберг были использованы зависимости этих уровней от уровней зимнего периода и субмаринных осадков за февраль — июнь. Для прогноза был применен графический метод множественной корреляции. Зависимость минимальных осенних уровней грунтовых вод от атмосферных осадков и температуры для одной из скважин в районе Пардубице (ЧССР) была использована для прогноза Р. Музикачем [192] с применением аналитического расчета множественной корреляции. Аналогичные методического плана работы проведены в ФРГ.

Балансовый подход к прогнозам режима подземных вод разрабатывается также в Югославии, где высокие уровни грунтовых вод создают определенные проблемы в сельском хозяйстве. В институте им. Ярослава Черни предложен краткосрочный прогноз амплитуд колебаний уровней, основанный на уравнении:

$$\varepsilon \Delta H = I - E + Q, \qquad (181)$$

где ε — эффективная пористость почв, I — инфильтрация осадков; E — испарение с зеркала грунтовых вод; Q — местный подземный сток. Входящие в уравнение значения определяются по данным многолетних режимных наблюдений.

Рассматриваются также прогнозы на основе конечно-разностных уравнений типа [268]:

$$H_{n-1} + H'_{n-1} = A(H_{n-2} - 2H_{n-1} + H_n) + B, \quad (182)$$

где $A = kh_{ср}/2\mu\Delta x^2$; $B = W\Delta t/2$; k — коэффициент фильтрации; μ — дефицит насыщения пород влагой; W — инфильтрация; Δx — расстояние между наблюдательными скважинами, где измеряются уровни; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта; Δt — время.

Для определения колебаний уровней воды в скважине h под влиянием колебаний уровня воды в реке H на расстоянии l от реки предлагается формула [268]:

$$h = He^{-l\sqrt{\pi\mu/2kh_{ср}t}}. \quad (183)$$

Гидродинамический подход к прогнозам режима грунтовых вод наряду с вероятностно-статистическим разрабатывается также в Швеции. Основой его является устанавливаемая аналитически, путем решения линейного уравнения фильтрации, функция отклика, отражающая влияние атмосферных осадков на уровни подземных вод с учетом временных сдвигов. Применение данного приема прогнозирования позволило авторам дать вполне удовлетворительные прогнозы с заблаговременностью в один месяц как для периодов спада, так и для периодов подъема уровней. Выполненные для другого района Швеции кросс-корреляционные расчеты связей уровней подземных вод и атмосферных осадков показали наличие в этих связях временных сдвигов, достигающих 3 месяцев, что говорит о возможности составления на этой основе прогнозов с соответственно большей заблаговременностью.

В ВНР для прогноза режима грунтовых вод в зоне разработок бокситов под влиянием шахтного водоотлива применялась электрическая аналоговая модель. Кроме того, во Франции на основе моделирования строились прогнозы режима уровней подземных вод при изучении изменчивости запасов подземных вод во времени.

Регулярные прогнозы в государственном масштабе делаются в настоящее время только в ВНР. Прогнозы режима составляются здесь для весенних (майских) максимальных уровней по 148 опорным скважинам с наиболее длинными (30—35 лет и более) рядами. Основой таких прогнозов является корреляционная связь уровней с атмосферными осадками холодного периода года. Прогнозы выдаются дважды — в декабре (предварительные) и в феврале. Основой предварительных прогнозов является установленная по 26 метеопостам со 100-летними рядами наблюдений достаточно высокая ($r > 0{,}7$) корреляционная связь между осенними осадками и осадками всего холодного периода. Для прогнозов отобраны скважины, находящиеся в естественных или слабо нарушенных условиях в различных районах страны и характеризующиеся статистической однородностью ряда и независимостью его членов. В декабре для прогноза используются данные по осадкам за октябрь — ноябрь. Прогноз составляется в вероятностной форме с

характеристикой возможных уровней 20 и 80%-ной обеспеченности. Заинтересованным организациям выдается карта уровней в отклонениях от нормы (в см) и таблица прогнозных значений глубин по конкретным скважинам. В феврале для прогноза используются данные по атмосферным осадкам за октябрь — февраль и вновь составляется карта прогнозных значений уровней грунтовых вод. Прогнозы режима максимальных весенних дебитов источников карстовых вод строятся на установленной их зависимости от процента инфильтрации атмосферных осадков. Для этого берут известные на момент составления прогноза осадки части холодного периода (например, сентябрь — декабрь) и средние многолетние осадки оставшейся части холодного периода (январь — май). Устанавливается процент известных осадков от суммы неизвестных и корректируется по эмпирической таблице в зависимости от его разности от среднемноголетней нормы. Затем, зная среднемноголетние значения расхода родника $\bar{Q}$ и средний многолетний процент инфильтрации осадков $\bar{y}$, а также рассчитав λ — отношение процента инфильтрации скорректированных известных осадков текущего года y_i к среднемноголетней норме инфильтрации $\bar{y}$,— оценивается прогнозное значение расхода источника текущего года Q_i по формуле $Q_i = \lambda \bar{Q}$. Величины процентов инфильтрации атмосферных осадков, как показали исследования, сильно меняются по сезонам года (от 20 до 60%), достигая максимума в весеннее время.

Изменения упругого состояния водоносных горизонтов

Как известно, фиксируемые режимными наблюдениями колебания уровней подземных вод могут определяться либо изменениями баланса водоносного горизонта, либо изменениями упругого состояния водоносных горизонтов, не связанного с питанием или разгрузкой подземных вод. Изучению последних явлений в зарубежных гидрогеологических исследованиях уделяется довольно много внимания. Связано это как со стремлением отделить истинные колебания уровней подземных вод, отражающие изменения в балансе подземных вод, от фиктивных, так и с попытками использовать фиктивные колебания для определения различных гидрогеологических параметров, не проводя для этого специальных дорогостоящих опытных полевых или лабораторных работ.

Изменения упругого состояния водоносного горизонта могут быть обусловлены резкими порывами ветра, изменениями атмосферного давления, земными и океаническими приливами, различными искусственными нагрузками, а также землетрясениями.

Резкие порывы ветра образуют кратковременное разряжение атмосферного давления в устье скважины (как бы высасывая воздух из ее ствола и образуя в нем вакуум), что приводит к резкому, до 5 см, повышению уровней воды в скважинах (рис. 14). После каждого такого порыва ветра уровни воды в скважинах

восстанавливаются. Наиболее существенны подобные колебания во время ураганных ветров [207].

Более существенны по амплитудам и продолжительности колебания, вызываемые изменениями атмосферного давления. Проявляются они в напорных водоносных горизонтах, где увеличение атмосферного давления приводит к снижению уровней воды в скважине.

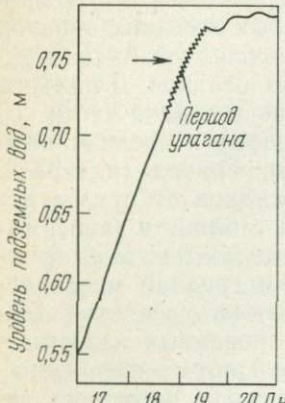


Рис. 14. Влияние урагана на уровни подземных вод в скважине Майями, Калифорния [207]

Изменения уровней подземных вод и дебитов источников под влиянием атмосферного давления впервые были отмечены в 1917 г. в Швейцарии Шейхцером. Впоследствии аналогичные связи фиксировали многие исследователи (Стрингфельд, Пенман, Хартельери, Араго, Бромейс, Лерш, Кребс, Кинг и др.).

Отношение изменения величины уровня воды в свкажине Δh к величине изменения атмосферного давления ΔP_a названо Ц. Джекобом *барометрической эффективностью* ($B=\frac{\gamma\Delta h}{\Delta P_a}$, где γ — плотность воды). Барометрическая эффективность изменяется от 30 до 80%, а колебания уровней подземных вод, вызванные изменением атмосферного давления, могут достигать 30 см.

Вес перекрывающих пород и атмосферное давление оказывают на водоносный горизонт давление P_a, которому противостоит давление подземных вод P_w и реактивное давление пород P_s, т. е. $P_a=P_w+P_s$. Увеличение давления на ΔP_a вызывает увеличение напряжения скелета водоносных горизонтов ΔP_s и увеличение давления воды ΔP_w, т. е. $\Delta P_a=\Delta P_w+\Delta P_s$. При наличии открытой скважины увеличение атмосферного давления передается через воду в скважине, выжимая ее из ствола в водоносный горизонт до тех пор, пока оно не будет уравновешено противодействующим давлением. Величина изменения уровней определяется упругими свойствами воды и пласта и поэтому изменения объема воды и скелета водоносного горизонта под влиянием изменения давления выражаются соответственно

$$\Delta V_w=-\frac{\Delta P_w}{E_w}\alpha \text{ и } \Delta V_s=-\frac{\Delta P_s}{E_s}, \qquad (184)$$

а барометрическая эффективность отсюда $B=\alpha E_s/(\alpha E_s+E_w)$, где E_w и E_s — модули упругого сжатия воды и скелета пород; α — пористость.

Барометрическая эффективность является константой для водоносного горизонта и отражает меру способности перекрывающих разделяющих слоев сопротивляться изменениям давления. Мощные разделяющие перекрывающие слои характеризуются вы-

сокой барометрической эффективностью, а слабо изолированные горизонты — низкими ее значениями.

Изменения уровня подземных вод под влиянием атмосферного давления учитываются при приведении этих уровней к нормальному давлению. Для этого используется статистический анализ приращений уровней при различных изменениях давлений.

Барометрическая эффективность связана с коэффициентом упругоемкости пласта β и упругой водоотдачей водоносного горизонта μ^* соотношениями

$$\beta = -\left(\frac{\Delta V_w}{\Delta P_w} + \frac{\Delta V_s}{\Delta P_s}\right) = \frac{\alpha}{E_w} + \frac{1}{E_s} = \frac{\alpha}{E_w B}; \qquad (185)$$

$$\mu^* = \frac{\alpha \gamma m}{E_w \cdot B}, \qquad (186)$$

где m — мощность водоносного горизонта.

Таким образом, при известной пористости пластов по величине B и константе E_w можно определить μ^*, или, наоборот, определив по данным откачек μ^*, можно оценить пористость водовмещающих пород.

При определенных погодных условиях атмосферное давление влияет и на грунтовые воды. Отмечено, что летом в течение суток положение уровня грунтовых вод изменяется на 1,5—6 см, а зимой на 0,5—1,0 см. При этом основное влияние на колебания уровня грунтовых вод в зернистых породах оказывает изменение давления в капиллярной кайме. При повышении давления вода поступает из капиллярной каймы в пласт, а при снижении наблюдается обратный процесс, что подтверждено и лабораторными опытами в колонках [266].

Океанические приливы воздействуют на грунтовые и напорные воды по-разному. Два раза в сутки приливы поднимают уровни воды в океане до 18 м и тем самым создают подпор грунтовых вод в прибрежных частях. Колебания уровней грунтовых вод в зоне такого подпора повторяют колебания океана со сдвигом во времени и уменьшением амплитуд по мере удаления от побережья при сохранении длины периода колебаний. Величина колебаний уровней грунтовых вод в зоне подпора оценивается по уравнению Форхгеймера:

$$h = h_0 \cdot e^{-x\sqrt{\frac{\pi\mu}{t_0 k h_{ср}}}} \cdot \sin\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\frac{\pi\mu}{t_0 k h_{ср}}}, \qquad (187)$$

где h — отклонение от среднего уровня подземных вод в момент времени t на расстоянии x от берега океана; h_0 — отклонение от среднего уровня воды в океане; μ — водоотдача пород; k — коэффициент фильтрации; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта; t_0 — половина периода колебания воды в океане.

Максимальная амплитуда колебаний уровней отсюда может быть выражена через

$$h_{\max} = h_0 \cdot e^{-x\sqrt{\frac{\pi\mu}{2kh_{ср}t_0}}}, \qquad (188)$$

а время запаздывания максимума в грунтовых водах по сравнению с максимумом в прибрежной части океана через

$$t_{зап} = x\sqrt{\frac{t_0\mu}{4\pi kh_{ср}}}. \qquad (189)$$

Неоднократно отмечалось, что влияние амплитуд океанических приливов проявляется наиболее сильно в прибрежных частях водоносных горизонтов, где оно в скважинах достигает 50% и более, и затухает до 3% на удаленных от моря участках. Влияние приливов проявляется не только в колебаниях уровней подземных вод, но и в изменениях их химического состава.

В напорных водах, не имеющих непосредственной гидравлической связи с океаном, океанические приливы и отливы воздействуют на водоносный горизонт аналогично атмосферному давлению, т. е. изменяют упругое состояние пласта путем увеличения и снятия нагрузки. Соотношение изменений напора водоносного горизонта (Δh), происшедшее под влиянием изменений давления на пласт в результате изменения уровня воды в океане ΔP названо Ц. Джекобом *приливной эффективностью* C, т. е. $C = \gamma\Delta h/\Delta P$. Аналогичные изменения вызывают и морские ветры, которые могут поднять уровни воды в океане до 2 м, во время сильных штормов до 6 м, а во время цунами в отдельных бухтах до 10 м и более. Ц. Джекоб еще в 1940 г. показал, что приливная эффективность связана с барометрической соотношением $C = 1 - B$, а следовательно $C = E_w/(\alpha E_s + E_w)$.

Исследование приливно-отливных эффектов в водоносных горизонтах, связанных с морем, методом гармонического анализа показало, что экстремальные положения уровней подземных вод имеют период в 745 мин.

Взаимосвязь морских и подземных вод в прибрежных зонах может проявляться не только в виде передачи напора, т. е. изменения упругого состояния водоносного горизонта, но также — в изменении баланса подземных вод, а следовательно, и в режиме их химического состава. Во время прилива морские воды могут проникать в глубь берега, особенно в условиях карста, до 5 км. Смешение пресных и соленых вод в этих случаях приводит к синхронным с приливами полусуточным колебаниям, не только уровня, но и химического состава. При достаточно большом градиенте потока, когда прилив создает лишь его подпор, такие колебания асинхронны с приливами. В результате подпора в этих случаях в подземных коллекторах происходит накопление подземных вод, что приводит к увеличению их давления и отжатию морских вод. Доля пресной составляющей в эти моменты в прибрежных родниках возрастает.

Колебания пьезометрических уровней обусловливаются также искусственными нагрузками, например прохождением поездов. Так, отмечены изменения уровней напорных вод в одной из скважин, расположенной рядом с железнодорожной станцией. На графиках четко фиксируются периоды подхода, остановки и ухода поезда, что определяется увеличением нагрузки на скелет водовмещающих пород с приходом поезда и выдавливанием из них подземных вод через скважину.

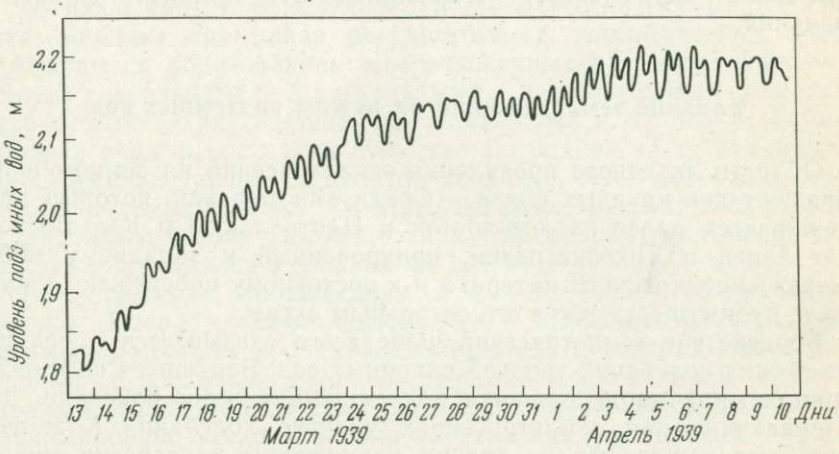


Рис. 15. Колебания уровня подземных вод под влиянием земных приливов [228]

Влияние притяжения Луны (земные приливы) на подземные воды проявляется также преимущественно в напорных водах. В результате воздействия сил притяжения происходит растяжение земной коры в точках, соответствующих верхней и нижней кульминациям, что приводит к уменьшению давления в водоносных горизонтах, увеличению порового пространства и, следовательно, к снижению уровней подземных вод. Амплитуды колебаний уровней подземных вод в этих случаях невелики и составляют всего 3—10 см. На рис. 15 приведены характерные примеры колебаний уровней подземных вод под влиянием притяжения Луны [228].Такие графики имеют циклический характер с двумя подъемами в сутки, совпадающими с прохождением Луны верхнего и нижнего кульминационных ее положений со сдвигом колебаний на 50 мин/сут, соответствующим аналогичному сдвигу прохождения Луны. Периоды наибольших колебаний совпадают с периодами полнолуния и новолуния, особенно в периоды полнолуния, когда силы притяжения Луны и Солнца действуют в одном направлении, а наименьшие — с периодами первой и третьей четвертей Луны, когда эти силы взаимно перпендикулярны. Таким образом, помимо суточной и полусуточной цикличности в этих колебаниях отмечается также 28-суточная и менее четкая, 14-суточная цикличности.

Колебания уровней подземных вод, вызываемые земными приливами, также используются для определения коэффициента упругой водоотдачи и пористости пород по принципу учета барометрического эффекта. Установлено, что полученные таким путем значения водоотдачи и пористости несколько выше таковых, полученных по данным опытных откачек, что связывается с неточностью выполненных измерений и оценки барометрического эффекта. Влияние земных приливов в отдельных случаях проявляется даже более четко, чем влияние атмосферных осадков и давления.

Влияние землетрясений на режим подземных вод

Области активного проявления землетрясений на земном шаре образуют два крупных пояса — Средиземноморский, который прослеживается далее на юго-восток в Центральную и Юго-Восточную Азию, и Тихоокеанский, приуроченный к западному побережью Американского материка и к восточному побережью Азиатского, преимущественно к его островным дугам.

Воздействие землетрясений чаще всего сказывается в появлении резких колебаний уровней напорных вод. Ведущиеся во многих странах мира наблюдения за подземными водами показали, что возникающие при землетрясениях упругие колебания в земной коре сопровождаются не только нарушением равновесия между отдельными блоками литосферы, но и влияют на изменение режима подземных вод, причем эти изменения в зависимости от силы землетрясения могут охватывать огромные площади.

27 марта 1964 г. на Аляске произошло сильнейшее за последние 100 лет землетрясение, эпицентр которого располагался в проливе Принца Уильяма. Наблюдения за уровнем подземных вод в 48 колодцах провинции Альберта зарегистрировали колебания его с амплитудой до 1,5 м при наименьшем значении 3 мм. Изменения уровня наблюдались главным образом в колодцах, заложенных в дочетвертичных породах. Дж. Скотт и Ф. Рендер (1965 г.) указывают, что при этом землетрясении наблюдения за уровнем подземных вод велись в районе Виннипега и Оттавы (Канада), удаленных от эпицентра соответственно на 3219 и 4828 км. Амплитуда колебаний уровня водоносного горизонта, залегающего в трещиноватых известняках ордовика, составляла 15,2 и 22, 5 см.

Р. Ворхис [274], обобщивший данные наблюдений за поведением подземных вод во время Аляскинского землетрясения и после него, отмечает, что оно было зарегистрировано во всем мире. Колебания уровней подземных вод (преимущественно напорных) под влиянием данного землетрясения были отмечены во Флориде (до 4,6 м), в Пуэрто-Рико (1 м), Австралии (60 см), Бельгии (35 см), Великобритании (28 см), Южной Африке (18 см), Филиппинах (14 см), Египте (7 см), Ленинграде (3 см).

В течение двух недель после землетрясения в Хебген Лейк (США) в 1959 г. кристально чистая вода источников превратилась в коричневую мутную, а в одной из нефтяных скважин глубиной около 90 м вода стала молочно-белого цвета. Дебиты многих источников возросли в 3 раза, другие — прекратили свое существование на несколько недель. Некоторые скважины, вода в которых располагалась на глубине до 20 м, в течении 3 ч извергали фонтаны воды с песком, уровни во многих колодцах снизились на 2—3,5 м.

16 июня 1964 г. в г. Накано и его окрестностях (округ Ниигата, Япония) произошло разрушительное землетрясение, сопровождавшееся образованием многочисленных разломов, оседанием земной поверхности и значительными деформациями обсадных труб артезианских скважин, расположенных в долине р. Тайнан. Уровень воды в последних существенно поднялся, дебиты возросли. Снижение уровней и дебитов началось через несколько месяцев после землетрясения. От этого же землетрясения в скважинах с природным газом, находящихся в том же округе, уровень подземных вод поднялся в среднем на 13—15 м.

Землетрясение, происшедшее в августе 1965 г. в префектуре Нагано (Япония), характеризовалось в отдельных случаях необратимым подъемом уровня подземных вод и резким повышением пластового давления, сопровождавшимся самоизливом воды из скважин, причем последний продолжался до сентября 1966 г. Зафиксировано несколько волн затухающих колебаний уровня грунтовых вод. Под влиянием землетрясения изменился химический состав воды, увеличилось содержание взвешенных механических частиц.

В Новой Зеландии землетрясение силой 7 баллов, происшедшее 24 мая 1968 г. вблизи г. Инангахуа, также вызвало значительное колебание уровня подземных вод. При этом наблюдалось повышение уровня речных вод сразу же за подземными толчками, уровень же подземных вод в это время падал. Это позволило предположить, что землетрясение вызвало резкие и интенсивные «разрядки» пластовой энергии водонапорной системы, подземные воды которой в это время интенсивно дренировались рекой, что и приводило к подъему уровня воды в ней.

14 октября 1969 г. в Западной Австралии произошло землетрясение силой 6,9 балла по шкале Рихтера с эпицентром, расположенным на глубине 8 км у г. Мекеринг (в 132 км восточнее г. Перта). За 1,5 часа до этого в наблюдательных скважинах глубиной 36,5 м в районе Гнангара (в 19 км севернее Перта) зафиксирован внезапный подъем уровня подземных вод на 29,2 мм. Во время землетрясения уровень подземных вод в скважинах понизился, а затем снова начал повышаться.

Интересные данные о влиянии землетрясений на изменение свойств пород опубликовал Ч. Кондо [162] по наблюдениям в зоне нефтяных месторождений Тегата и Акита, в Японии. Им было установлено увеличение плотности водоносных пород и уменьше-

ние их водопроницаемости, а также повышение уровня грунтовых вод в результате землетрясения. Изменения в химическом составе последних выразились в увеличении pH и снижении окислительно-восстановительного потенциала.

Наблюдения за колебанием уровня подземных вод во время подземных толчков с помощью регистрирующих уровнемеров производились также в одном из районов г. Канадзавы (Япония). Установлено, что амплитуда колебания уровня подземных вод связана с амплитудой сейсмических колебаний, причем с максимальными амплитудами толчков связаны максимальные изменения уровня. Последние, кроме того, зависят от продолжительности толчков. Непосредственно перед толчком часто отмечается повышение уровня, во многих случаях соответствующее наибольшей амплитуде его колебаний.

Таким образом, из изложенного следует, что землетрясения оказывают весьма разнообразное влияние на подземные воды и вмещающие их породы. Оно выражается в нарушениях сплошности последних, сопровождающихся образованием разломов, в оседании поверхности земли и в колебательных движениях ее, а также в уплотнении пород, влияющем на уменьшение их фильтрационных свойств. Кроме того, все землетрясения, независимо от их силы, непосредственно воздействуют на подземные воды, в одних случаях (чаще всего) вызывая повышение их уровней, в других — понижение. Амплитуда колебания уровней подземных вод определяется силой землетрясения и удаленностью пункта наблюдений от эпицентра. Как отмечалось выше, она варьирует от долей метра до нескольких метров.

Повышение или понижение уровня подземных вод иногда изменяет динамику их истечения. При резком повышении пластового давления ранее спокойные скважины начинают фонтанировать, при понижении давления — свободное истечение воды из них прекращается. Нарушения в режиме подземных вод во время землетрясений бывают настолько существенными, что они изменяют режим питания рек подземными водами и вызывают подъемы уровней воды в реке при отсутствии дождей.

Резкие повышения или понижения уровня подземных вод иногда предшествуют землетрясениям, что в сейсмически активных районах может быть использовано для их прогноза.

По данным Х. Окутсу [202], подъемы уровней подземных вод перед землетрясениями в районе г. Сендай (о. Хонсю) начинаются за 20 ч.

Одновременно с изменением положения уровня подземных вод отмечается изменение их химического состава, выражающееся в увеличении pH и уменьшении окислительно-восстановительного потенциала, в повышении минерализации воды и появлении в ней значительного количества взвешенных механических частиц, в увеличении содержания радона, гелия и других микрокомпонентов.

В Калифорнии было отмечено повышение содержания радона в подземных водах за 40—45 дней до землетрясения. Это позволяет использовать данное явление для предсказания землетрясений. На возможности подобного прогноза указывают и японские гидрогеологи, ссылаясь на аналогичные наблюдения при Ташкентском землетрясении в 1966 г., в Китае в 1968 г. и в некоторых провинциях Японии в 1975 г.

Следует указать также, что изменения, аналогичные влиянию землетрясений на подземные воды, отмечались и при ведении сейсмических работ.

Влияние интенсивной эксплуатации подземных вод на оседание земной поверхности

Интенсивное развитие градостроительства во всем мире резко изменяет гидрогеологические условия на больших площадях. Несмотря на это, работ, посвященных режиму подземных вод на застраиваемых территориях, немного. Исключением является проблема оседания земной поверхности под влиянием интенсивной эксплуатации подземных вод. Этой проблеме посвящено большое число работ и она освещена всесторонне.

Следует заметить, что оседание земной поверхности отмечается не только в районах интенсивного отбора подземных вод, но и в районах эксплуатации нефти и газа. Например, крупные просадки (до 9 м) отмечены в Калифорнии на разрабатываемых месторождениях нефти и газа.

Одной из форм отчетливого влияния изменений гидрогеологических условий на окружающую среду, хорошо исследованного за рубежом, является проседание поверхности земли в районах интенсивной эксплуатации подземных вод, вызванное изменением состояния как водовмещающих, так и водоупорных пород. Длительные и интенсивные откачки подземных вод в районах действующих водозаборов приводят к снятию взвешивающего гидростатического давления воды, а следовательно, как бы и к увеличению сил тяжести и возрастанию эффективной нагрузки слоев, что вызывает уплотнение рыхлых пород и оседание земной поверхности. Например, при понижении уровня от 10 до 100 м давление на пласт может возрасти примерно в 10 раз, что приведет к сжатию скелета пласта за счет уменьшения объема его пор.

Размеры оседания пород, как показали исследования в Японии и США, зависят от степени сжимаемости пород и величины водопонижения. Наибольшие осадки дают глинистые, суглинистые и сапропелевые породы, особенно когда эти отложения молодые по возрасту, рыхлые, гидрофильные и водонасыщенные. Переслаивание таких пород с песчаными и гравийно-галечниковыми отложениями, которые мало сжимаются, но способствуют быстрому дренированию воды из толщи при эксплуатации, ускоряет процесс оседания. Скальные породы практически несжимаемы и осадок не дают. Интенсивность процесса оседания земной поверх-

ности зависит от активности водоотбора и гидрогеологических условий (степени дренированности водовмещающих и разделяющих слоев, состава и мощности сжимаемых толщ, разности напорных градиентов и т. д.). В результате размеры оседания и интенсивность просадок, как показывают наблюдения, в отдельных районах весьма различны. Особенно интенсивны просадки в районах с избыточным пластовым (в коллекторах) и поровым (в разделяющих слабопроницаемых слоях) давлением. При этом наибольшую роль играют перекрывающие глинистые слои, сжимаемость которых часто на порядок и более выше, чем водовмещающих пород. В мировой практике известно много случаев оседания земной поверхности под влиянием водоотбора, достигающих иногда катастрофических размеров [70].

За последние годы появилось большое число публикаций с подробным освещением вопросов оседания поверхности земли и наблюдавшихся при этом явлений. Так, Нобуа Курата [195] описывает это явление в городах Японии (Осака, Ниигата).

Город Осака расположен на юге о-ва Хонсю, на берегу одноименного залива. Оседание поверхности земли в промышленных приморских районах города отмечается уже более 50 лет. Для изучения процесса оседания в различных частях города еще в 1935 г. было установлено 200 реперов, отмечающих положение поверхности земли и уровня напорных вод. В результате наблюдений была выявлена разная интенсивность процесса оседания в отдельных частях города и ее изменчивость во времени. К 1958 г. на территории города извлекалось в сутки до 325 тыс. м^3 воды. Отбор подземных вод вызвал опускание поверхности земли, причем максимальное опускание отмечалось в районах наиболее интенсивной эксплуатации подземных вод.

Подземные воды в г. Осаке отбирают из древнечетвертичных отложений в долине р. Иодо-Гава с глубины 95—105 м. Толща четвертичных отложений представлена чередующимися слоями гравелистых песков и гравия мощностью от 6 до 16 м и глин мощностью от нескольких до 30 м. В толще четвертичных отложений встречены напорные воды, имеющие единый пьезометрический уровень.

В довоенное время (1937—1940 гг.) в связи с увеличением водоотбора наблюдалось сильное снижение напора в водоносном горизонте и сопутствующее ему оседание поверхности, достигшее 20 см в год. В период же второй мировой войны и некоторое время после ее окончания, когда в Осаке значительно снизилось промышленное производство, в связи с этим уменьшилась откачка воды и повысились пьезометрические уровни, опускание почвы прекратилось (рис. 16), а в некоторых местах наметился даже подъем.

После окончания войны с усилением эксплуатации подземных вод и снижением напоров в водоносном горизонте интенсивность просадок снова начала возрастать.

Оседание поверхности вызывает опасность наводнений вследствие обычных приливов в районе космического центра США в Хьюстоне (штат Техас), расположенного на отметках около 5,2 м, так как один раз в 10 лет высота приливов достигает здесь 6,1 м. Откачка подземных вод ведется в этом районе с конца прошлого века и достигает сейчас 23 м³/с. Снижение напоров в скважинах с 1943 г. составило 61—99 м, что привело к оседанию земной поверхности за это время на 2,3 м. Площадь с осадкой больше 0,3 м увеличилась с 906 (в 1954 г.) до 6475 км² (в 1973 г.). На данной площади имеется несколько центров оседания, вызванных как эксплуатацией подземных вод, так и добычей нефти. Особую опасность представляют для данного района наводнения, вызываемые довольно частыми в этом регионе ураганами.

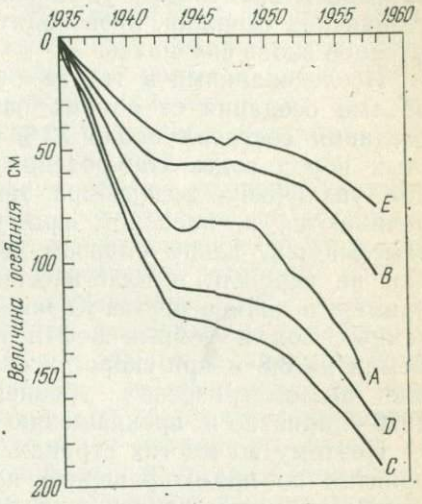


Рис. 16. График изменения величины оседания земли в г. Осака в период с 1935 по 1958 г. в пунктах *A*, *B*, *C*, *D*, *E*.

В результате эксплуатации подземных вод вблизи г. Илой (штат Аризона) для целей орошения с 1948 по 1967 г. произошло снижение уровней подземных вод до 110 м, что вызвало понижение земной поверхности на 2,29 м. Неравномерное оседание вызвало нарушение ложа водохранилища, водораспределительных систем и других инженерных сооружений. Трещины в поверхности земли, достигающие длины 13,8 км, пересекают естественную гидрографическую сеть и действуют как дрены. Движение поверхностных вод по ним приводит к их расширению и образованию новых трещин.

В прибрежных районах (Япония, Италия, Венесуэла, Тайвань) в результате оседания затапливаются пониженные участки земли, подтапливаются города, разрушаются здания и сооружения. Неравномерная осадка приводит к нарушению подземных коммуникаций, железных дорог, к перекосу и разрушению зданий, мостов и других сооружений. Скорость оседания земной поверхности в некоторых частях Токио достигает 10 см/год, временами увеличиваясь до 20 см/год при водоотборе около 700 тыс. м³/сут. За 50 лет эксплуатации в отдельных пунктах произошло оседание поверхности до 3,34 м. На некоторых участках скорость оседания достигает рекордных размеров: в Осаке 2,2 м/год, в Ниигате — 50 см/год, в Мехико 30 см/год, в Лонг-Бич (Лос-Анджелес) 75 см/год. Оседания земной поверхности отмечаются в Великобритании, Италии, Нидерландах. В Мехико величина погружения за

28 лет интенсивной эксплуатации подземных вод достигла в отдельных местах 7 м.

Отмечено, что увеличению темпов просадки способствуют землетрясения. Так, во время землетрясения 16 июня 1964 г. в Ниигате произошло значительное оседание земной поверхности. Происшедшее в результате этого уплотнение водовмещающих пластов привело к временному увеличению напора до 15 м и дебитов артезианских скважин, производительность которых через несколько месяцев вновь снизилась.

Исследованиями в Техасе установлена тесная зависимость объема оседания от объема извлеченных подземных вод. Объем оседания составил около 22% от объема откачанной из глинистых пород воды. Наблюдения за этим явлением показали, что при увеличении водоотбора темпы понижения поверхности увеличиваются и, наоборот, при уменьшении водоотбора снижение замедляется. Таким образом, до тех пор пока упругие деформации не перешли в пластические, данный процесс обратим. Например, в долине р. Сан-Хоакин (Калифорния) эксплуатация подземных вод и добыча нефти привели к снижению поверхности Земли на 8,8 м при скорости снижения до 0,5 м/год. Восстановление пьезометрических уровней до их прежнего положения в 1976 г. привело к прекращению оседания [172].

Поэтому во многих странах рассматриваются различные мероприятия по предотвращению дальнейшего опускания земной поверхности путем сокращения водоотбора, искусственного восполнения запасов подземных вод, нагнетания сжатого воздуха в водоносные горизонты для поддержания давления в них и т. д.

Капиталистическая система природопользования затрудняет борьбу с данным явлением. Так, введенный в Японии в 1970—1973 гг. региональный контроль за водоотбором для водоснабжения и при разработке полезных ископаемых не был достаточно эффективным. Несмотря на значительные средства, затрачиваемые Японией на мелиорацию опускающихся земель, убытки, вызываемые просадками, остаются высокими и поэтому обсуждаются дальнейшие более жесткие меры по предотвращению просадок путем полного прекращения подземного водоотбора в одних районах, резкого его ограничения в других и искусственного восполнения запасов подземных вод. Разрабатываются методы прогнозов возможных осадок, основанные на численном решении дифференциальных уравнений плановой неустановившейся фильтрации и уравнений деформаций поверхности глинистых грунтов, рассматриваются одномерные модели просадок.

Как показали эпигнозные расчеты, процесс просадок прогнозируется. Это позволило американским ученым составить такие прогнозы до 2000 г и обосновать необходимые меры по поддержанию пластовых давлений для предупреждения или стабилизации данного процесса. На основании данных расчетов, в Японии составлены карты возможного развития просадок земной поверхности.

О важности вопросов, связанных с оседанием поверхности земли, свидетельствует тот факт, что их рассмотрению было посвящено уже два международных симпозиума (в Токио в 1969 г. и Калифорнии в 1976 г.).

Следует заметить, что ЮНЕСКО обратила внимание на вопросы оседания земной поверхности и создала специальную рабочую группу, в которую вошли известнейшие специалисты: С. Ямамота (Япония), И. Поланд (США), Ж. Фигуероа-Вега (Мексика). Ими подготовлена монография, в которой рассматриваются: типы оседания земной поверхности, результаты полевых наблюдений, механизм оседания, описание отдельных районов, меры по контролю за оседанием, методы прогноза оседания. Надо полагать, что этот труд всесторонне осветит всю проблему.

Как видно из приведенного выше обзора, изучение режима подземных вод во многих странах превратилось за последние годы в одну из важнейших отраслей гидрогеологии. Об этом свидетельствует не только неуклонное увеличение плотности наблюдательной сети как в развитых, так и развивающихся странах, но и увеличение числа практических задач, решаемых на основе данных о режиме подземных вод. Так, если два-три десятилетия тому назад основной задачей изучения режима подземных вод во многих странах являлось познание закономерностей их формирования и оценка влияния отбора подземных вод и мелиорации земель на изменения гидрогеологических условий, то в настоящее время круг таких задач значительно расширился. Изучение режима подземных вод в развитых странах все чаще применяется для построения моделей управления и оптимизации использования ресурсов подземных вод, прогнозов возможных изменений количества и качества подземных вод под влиянием различной хозяйственной деятельности человека, оценок возможных последствий, вызванных изменениями гидрогеологической обстановки, на окружающую среду. Внимание исследователей в данной области направлено на изучение следующих проблем:

— создание разветвленной долговременной опорной наблюдательной сети, сравнительно равномерно охватывающей как разные гидрогеологические районы, так и многие сферы хозяйственного воздействия человека на подземные воды и позволяющей обеспечить построение моделей различной детальности;

— разработку и усовершенствование систем сбора и обобщения обширного материала различных наблюдений с применением высокоточных приборов для регистрации изменений в уровнях, расходах, температурах и составе подземных вод, систем оперативного и часто автоматического сбора информации в центрах управления, различных дистанционных методов исследований;

— разработку и усовершенствование методов оценки гидрогеологических параметров и изучение роли гидравлических границ водоносных горизонтов (и систем) в естественных нарушенных условиях на основе анализа данных о режиме подземных вод в естественных и нарушенных условиях;

— детальное изучение влияния искусственных изменений гидрогеологических условий на окружающую среду (подпор и подтопление территорий, переосушение, засоление и заболачивание сельскохозяйственных земель и лесных массивов, просадки земной поверхности, активизация карстово-суффозионных процессов, изменения качества подземных вод и т. д.);

— совместное комплексное изучение ресурсов поверхностных и подземных вод, их взаимодействие и взаимное пополнение в различные сезоны года и в многолетнем аспекте, изучение временных закономерностей изменчивости общих водных ресурсов в пределах замкнутых водосборных бассейнов; учет этих закономерностей при планировании их использования, включая территориальное перераспределение водных ресурсов между отдельными бассейнами и экономическую оценку целесообразности применения того или иного варианта использования водных ресурсов;

— разработку методов прогнозирования режима, баланса и ресурсов подземных вод в естественных и нарушенных условиях для обоснования путей рационального использования подземных вод или борьбы с их вредными воздействиями, особенно в зонах влияния рек и водохранилищ, городских территорий, горных выработок, орошаемых и осушаемых земель, водозаборных сооружений на морских побережьях и др.

Исследования в области режима подземных вод в СССР развиваются в целом в тех же направлениях. В нашей стране сравнительно большее внимание уделяется изучению условий формирования режима и баланса подземных вод, выявлению региональных и локальных закономерностей режима подземных вод как основы для его прогнозов и картирования. Вместе с тем, ознакомление с зарубежным опытом, особенно в части автоматизации сбора, накопления и обработки данных, комплексного освоения и управления ресурсами поверхностных и подземных вод, полезно и для советских специалистов.

Зарубежный опыт указывает также на необходимость более детального изучения не только разных элементов режима подземных вод, но и различных экологических последствий, вызываемых нарушением гидрогеологической обстановки (просадок земной поверхности, ущерба речному стоку, растительности, изменений инженерно-геологических условий и т. д.).

Как видно из приведенного выше обзора, освещенность состояния изучения режима подземных вод в различных странах далеко не одинакова, что отражает, с одной стороны, разную степень изученности и разработанности рассматриваемой проблемы в отдельных странах, а с другой,— неравномерность отражения данных вопросов в доступных для советского читателя публикациях. Несмотря на значительное расширение задач изучения режима подземных вод в опубликованной литературе редко встречаются разработки, касающиеся принципов размещения наблюдательной сети гидрогеологических пунктов в зависимости от целевой задачи. Сравнительно мало работ посвящено изучению режима температуры и химического состава подземных вод.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Анализ материалов по состоянию изученности и использованию минеральных и термальных вод в зарубежных странах диктуется не только тем большим значением, которое имели эти воды для человечества на протяжении всей его истории, но и значительно возросшими потребностями в них, а также наметившимися новыми сферами их использования. Проработка обширной информации по проблеме показала неравномерную и в некоторых странах чрезвычайно слабую изученность минеральных и термальных вод.

В Европе значительное внимание изучению этих вод уделяется в Болгарии, Венгрии, Исландии, Италии, Польше, Чехословакии, Франции, в последние годы — в Греции. Главной задачей исследований является оценка ресурсов термальных вод с целью использования их для получения тепловой и электрической энергии.

В Азии ведущее положение в изучении минеральных и термальных вод занимают Турция и Япония, крупные работы по исследованию этих вод осуществляются в Индии, Индонезии и на Тайване.

Япония, обладающая огромными ресурсами минеральных и термальных вод, уделяет большое внимание их изучению. В стране интенсивно разрабатываются и внедряются новые методы геофизических и геохимических исследований этих вод, осуществляются крупные практические мероприятия по использованию их ресурсов для получения геотермальной энергии, по выработке которой страна занимает одно из первых мест в мире. С 1949 г. в Японии действует закон, согласно которому проявления минеральных и термальных вод и их использование находятся под охраной государства. Позднее были разработаны и внедрены правовые основы предотвращения беспорядочной разработки термальных вод. Результаты изучения и практического использования тепла земных недр освещаются в многочисленных статьях и ежегодных обзорах.

На Африканском материке проявления минеральных и термальных вод изучены неравномерно. Относительно хорошо они исследованы в Бурунди, Кении, Марокко, Танзании, Уганде, Южно-Африканской Республике, Эфиопии.

В опубликованных работах дается обстоятельная характеристика геологических и гидрогеологических условий проявлений минеральных и термальных вод, прогнозируются возможности использования их для получения геотермальной энергии, в бальнеологии, как источника минерального сырья. В последние годы тенденция интенсификации использования термальных вод отмечается в странах Северной Африки — Египте, Ливии и др. Значительно хуже изучены минеральные и термальные воды в Конго, Нигерии, Камеруне, Замбии, Анголе, Заире, Сенегале и др. Кроме

того, эти воды слабее используются здесь. Например, в Заире — одной из богатейших стран по проявлениям минеральных и термальных вод, лишь немногие используются в лечебных целях, для добычи поваренной соли и получения электроэнергии.

Широкие комплексные исследования минеральных и термальных вод осуществляются в США. Они охватывают такие вопросы, как геологические и гидрогеологические условия проявлений этих вод, химический и изотопный состав воды, состав микрокомпонентов, газов и др. Большое внимание уделяется разработке проблемы формирования минеральных и термальных вод на земном шаре, в последние годы с учетом представлений гипотезы тектоники плит.

Интерес, проявляющийся во всех странах мира к использованию термальных вод в энергетических целях, в последние 15—20 лет заставил обратить внимание на эти воды и ученых стран Центральной и Южной Америки, изученность которых в этом отношении до того была чрезвычайно слабой. В указанный период минеральные и термальные воды ряда стран этого региона обстоятельно изучались. В работах особое внимание обращается на характеристику термальных вод как возможного источника получения геотермальной энергии, вместе с тем приводятся обширные материалы по геологии и гидрогеологии районов их проявлений, данные о химическом и газовом, а в некоторых случаях и изотопном составе вод, местные классификации их по генезису, температуре, химизму, условиям проявления, намечаются программы дальнейших исследований.

Новая Зеландия — одна из богатейших стран мира по числу проявлений минеральных и термальных вод, довольно хорошо освоенных для различных хозяйственных нужд. Наряду с Японией, Исландией, США, Мексикой, Италией она всесторонне изучает эти воды, применяя новейшие геофизические, геохимические и лабораторные методы исследований. Хорошо известны теоретические исследования новозеландских ученых А. Эллиса, У. Махона, Т. Ханта, Дж. Смита, посвященные проблемам генезиса, формирования химического, газового, изотопного и микрокомпонентного состава этих вод, их возраста.

Анализ результатов исследований минеральных и термальных вод, выполненных в зарубежных странах, показывает, что если 15—20 лет тому назад они использовались главным образом как лечебные и в редких случаях (в отдельных районах Африки и Азии) для получения поваренной соли, то в настоящее время в связи с наступившим в ряде капиталистических стран энергетическим кризисом и угрозой его проявления в других районах земного шара эти воды приобрели новое значение. В настоящее время на них смотрят как на источник получения тепловой и электрической энергии, а также минерального сырья, необходимого для различных отраслей хозяйства.

Понятия минеральная и термальная вода. Большинство зарубежных исследователей к минеральным относят все воды, содер-

жащие более 1000 мг растворенных веществ на 1 л или 1 $дм^3$ их объема, или 1 кг массы. К категории этих вод могут относиться и природные воды с меньшей минерализацией при условии, если они содержат один или несколько специфических компонентов (Li, Sr, Ba, Fe, Mn, Br, I, F, As, B, H_2S, $HSiO_3$, CO_2, Ra и др.), оказывающих лечебное воздействие на человеческий организм. Содержание последних, необходимое для отнесения природных вод к минеральным, и само понятие этих вод несколько различаются в разных странах.

К. Фрике [97] указывает, что под целебными или минеральными источниками в ФРГ и Австрии понимаются выходы природных вод, пригодных для лечебных целей. В. Карле [52] рекомендовал учитывать бальнеологический эффект минеральных вод, считая, что этому термину должен соответствовать термин *лечебная* вода (Heilwasser). Он и ряд других европейских ученых к минеральным относят все воды, содержащие 1000 мг/кг и более растворенных веществ. Независимо от этого, воды можно рассматривать как минеральные, если они содержат терапевтически активные компоненты в следующих количествах (мг/кг): железо 10; мышьяк 0,7; иод 1,0; сера титруемая 1,0; углекислый газ 250; радон 1.8 нКu/л.

В противоположность этому в других странах делаются попытки резко разграничить понятия *минеральная* и *лечебная* вода, рассматривая первое в широком смысле, а второе — в узком, бальнеологическом значении. Так К. Щерев [18] под минеральной водой понимает подземную воду, которая веществом и энергией или преимущественно энергией (тепловой, окислительно-восстановительной, ядерно-лучистой) достоверно и существенно отличается от местного или регионально-климатического стандарта обыкновенных (холодных и пресных) вод.

Несколько особняком в вопросах, касающихся определения минеральных и термальных вод, стоят французские ученые. В стране, богатой проявлениями этих вод, широко используемых в медицине и других отраслях хозяйства, практически отсутствуют теоретические работы, посвященные разработке их понятий и генетических классификаций. Чаще всего под минеральными водами здесь понимают воды, наделенные терапевтическими свойствами и признанные таковыми Медицинской академией Франции. Как и в Бельгии, Испании, Италии и Швейцарии, во Франции придерживаются мнения, что термин *минеральная* вода должен связываться с ее терапевтическим воздействием. Вода может называться минеральной, если она оказывает на человеческий организм фармакологическое действие, что может быть обусловлено отсутствием или наличием каких-либо специфических элементов (или элемента) вне зависимости от их (или его) количественного содержания.

Чешский исследователь О. Гинне указывает, что минеральные воды в широком смысле этого слова должны отличаться от обычных подземных вод своим составом или температурой, благодаря

которым они оказывают благотворное влияние на человеческий организм. Минеральные воды, обладающие терапевтическими свойствами, называются лечебными минеральными. Для этих вод в Чехословакии приняты следующие более высокие по сравнению с другими странами минимальные содержания специфических компонентов: CO_2 до 2 г/л, Li 5, Br 25, Ir 10, H_2S 5—10 мг/л, а радиоактивность составляет 36,2 нКи/л.

В Испании термин минеральная вода объединяет воды от олигоминеральных (имеющих сухой остаток менее 0,2 г/дм³) до таких, которые содержат растворенные вещества и газы в пределах, позволяющих использовать их в промышленности. В последнем случае они называются минерально-промышленными.

В странах Азии также отсутствует точное определение этого понятия. В Японии и Турции к минеральным относят воды с содержанием растворенных веществ более 1000 мг/кг или содержащие определенное количество некоторых микрокомпонентов. В Индии к минеральным относят воды любой минерализации, отличающиеся от фоновых подземных вод своим микрокомпонентным, газовым составом или радиоактивностью.

В США, Канаде, ряде стран Центральной и Южной Америки к минеральным относят подземные воды, содержащие более 1000 мг/л растворенных веществ, или воды с меньшей минерализацией, но обладающие своеобразным химическим или газовым составом, а также терапевтическими свойствами. Аналогичных взглядов придерживаются австралийские исследователи. К термальным подземным (пластовым) водам Д. Уайт [284] относит воды, температура которых по крайней мере на 5° С выше температуры окружающих пластовых вод. Их нагрев обусловлен конвективной циркуляцией тепла или аномальным тепловым потоком; терминологически, в соответствующей литературе, это *гидротермальные* растворы, не имеющие магматогенной (ювенильной) составляющей. В целом же он считает, что все воды, на глубинах более 300 м, являются минеральными или термальными. Аналогичные критерии при определении термальных вод ранее были использованы Дж. Уорингом.

По-прежнему дискуссионным остается вопрос о нижней температурной границе подземных вод при отнесении их к термальным. В странах Европы к ним относят воды с температурой 20°С (ГДР, Италия, Польша, Румыния, ФРГ, Швейцария), 25°С (Чехословакия), 35°С (Венгрия). В остальных странах Европы, так же как в США, Канаде, Японии, Турции и многих других к термальным относят воды с температурой на выходе выше среднегодовой температуры для данной местности. Так, в Египте термальными считаются воды с температурой на выходе 35°С, во Вьетнаме и Таиланде более 30°С, в странах Скандинавии около 10—12°С.

Классификация минеральных вод. Большинство классификаций минеральных вод за рубежом основываются на особенностях химического состава, при котором одновременно учитывается их

газовый и микрокомпонентный состав, а также бальнеологическое значение. При установлении типа воды принимаются во внимание ионы, содержащиеся в воде в количестве 20 ммоль и более; в названии типа воды в убывающем порядке идут катионы, затем анионы. Характерные микрокомпоненты и газы предшествуют названию типа воды, дополняя ее характеристику.

В. Карле [52] на основании исследования минеральных вод ряда европейских стран (Австрии, Бельгии, Венгрии, ГДР, Дании, Нидерландов, ФРГ, Швейцарии, Югославии) предложил свою классификацию, взяв за основу следующие типы вод: хлоридные натриевые, кальциевые и магниевые; сульфатные натриевые, кальциевые, магниевые и железистые; гидрокарбонатные натриевые, магниевые и кальциевые. С учетом микрокомпонентного и газового состава названных типов вод и их температуры образуются многочисленные комбинированные типы вод, например, иодо-бромный рассол; иодный сульфатный рассол; натриевая хлоридно-сульфатная углекислая термальная вода и др. К рассолам, по его мнению, относятся воды с содержанием хлористого натрия 14 г/кг и выше.

В название типа воды входит обозначение *термальная* при температуре ее на выходе более 20° С. Термальные воды при минерализации менее 1 г/кг относятся к акратотермам.

Ж. Мезоннев предложил генетическую классификацию минеральных и термальных вод Франции с учетом особенностей геолого-тектонического строения региона. В классификации автор стремился отразить свое представление о преимущественно метеорном генезисе минеральных вод, приобретающих специфический геохимический облик в результате длительного пребывания в недрах земли. Привнос углекислого газа в воды связан, по его мнению, с магматическими процессами, происходящими в нижней части земной коры или в мантии.

В Испании минеральные воды предложено классифицировать, исходя из двух различных критериев — по их бальнеологическим свойствам и химическому составу. Выделяют 11 типов вод: гидрокарбонатные; хлоридные при содержании хлористого натрия не менее 1 г/л; сероводородные; сульфатные; железистые; олигоминеральные при минерализации менее 1 г/л; азотные; углекислые; радиоактивные; иодные; мышьяковистые.

Ч. Коляго, Я. Довгялло и другие выделяют в Польше по особенностям химического состава и бальнеологическим свойствам четыре типа или класса минеральных вод:

— углекислые минеральные (рассолы) или слабоминерализованные, содержащие 1 г/л и более свободного углекислого газа;

— сульфидные, минеральные (рассолы) или слабоминерализованные, содержащие свободный сероводород или сульфидный ион HS^-;

— рассолы (минеральные воды) с повышенным содержанием иода, брома, железа;

— прочие минеральные (рассолы) и слабоминерализованные воды с обычным химическим составом.

При выделении названных типов минеральных вод учитывается также их радиоактивность.

В Румынии минеральные воды, в соответствии с классификацией М. Паску [208] по особенностям химического и газового состава, а также микрокомпонентов разделяются на 12 типов. В восьми из них, в свою очередь, выделяется несколько подтипов или категорий, число которых указано в скобках: олигоминеральные (7); углекислые (23); железистые (14); гидрокарбонатные натриево-калиевые (12) и кальциево-магниевые (9); хлоридные натриевые (17); иодо-бромные (7); сероводородные (2); сульфатные (13); мышьяковистые; радиоактивные; сульфидные; специальный тип, объединяющий термальные воды.

Примерно по тому же принципу, что и в Румынии, классифицируют минеральные воды Венгрии, где выделяют 9 типов: углекислые, гидрокарбонатные натриевые (содовые), гидрокарбонатные кальциево-магниевые, хлоридные, сульфатные (горько-соленые), железо-алюмо-сульфидсодержащие, сероводородные, иодобромные и радиоактивные.

Болгария исключительно богата разнообразными по составу и температуре проявлениями минеральных и термальных вод. Этим объясняется тот большой интерес к ним, который отмечается в течение всего времени геологического и гидрогеологического изучения страны, а также обилие классификаций этих вод. Только за рассматриваемый период болгарскими учеными и специалистами предложено несколько их классификаций.

Р. Иовчев положил в основу классификации геолого-генетические признаки распространения минеральных и термальных вод, их запасы и характер эксплуатации. По условиям распространения воды подразделены на приуроченные к кристаллическим массивам и артезианским бассейнам.

Предложенная А. Дайски, Г. Загоски, Г. Дойновым классификация учитывает специфику термоминеральных вод страны, отличающихся в большинстве своем минерализацией до 1 г/л при весьма разнообразном микрокомпонентном составе. Выделено шесть классов вод по химическому составу: акратотермы, гидрокарбонатные, хлоридные, сульфатные, нитратные, сложного анионного состава. По минерализации различают (в г/л): акратотермы до 0,5; слабоминерализованные воды 0,5—1; минерализованные воды 1—3; среднеминерализованные воды 3—7; сильноминерализованные воды 7—15 и очень сильно минерализованные воды > 15.

К. Щерев [18], сделав обзор существующих схем классификаций минеральных и термальных вод и принципов их построения, пришел к выводу о неудовлетворительности этих схем, так как они используют не все особенности объекта и не отражают вещественное, энергетическое и генетическое его многообразие. Автор предложил свою модель классификации минеральных вод, в которой он рассматривает минеральные воды или гидроминеральные

растворы как специфическую среду, минералоразрушающую или минералосозидающую, отличающуюся подвижностью, изменчивостью и служащую индикатором происходящих в земной коре процессов. Исходя из этого, К. Щерев строит естественнонаучную классификацию минеральных вод на фундаменте абстрактного моделирования всей системы подземных вод в сопряженных генетично-вещественных, энергетических и пространственно-временных осях (ординатах). По генезису растворителя и растворенных веществ в глобальной системе экзогенных (инфильтрационных и седиментационных) вод выделены подсистемы (отделы) литоморфных и экзо-литоморфных вод. Эндогенные воды, растворитель которых имеет ювенильное (мантийно-магматическое) происхождение, автором не рассматриваются ввиду их крайне ограниченного распространения, а метаморфогенные воды — из-за отсутствия строгих объективных критериев для их вещественного и пространственного разграничения. В системе экзогенных вод выделены классификационные таксономические единицы, включающие 2 подсистемы, 4 группы (гидроминеральные формации), 19 классов (гидроминеральных фаций) и 63—65 семейств (типов) минеральных вод. Фундаментальной единицей является семейство или тип, под которым понимается генетически, вещественно, энергетически и пространственно обособленное сообщество минеральных вод, у которых одинаковый или сходный минеральный, газовый и микробный состав и общие пределы минерализации, pH, Eh и *T*.

Наконец, следует отметить предложенную недавно чешским исследователем О. Франко классификацию гидрогеологических структур минеральных вод (табл. 4), учитывающую характер структуры, степень ее раскрытости, гидродинамические зоны и категорию зоны разгрузки. Соотношение между названными по-

Таблица 4

Категория структуры	*A* открытая	*B* полуоткрытая	*C* полузакрытая	*D* закрытая
Зона структуры	*a* инфильтрации	*b* аккумуляции	*c* разгрузки	
Категория зоны разгрузки и ее характеристика	1 открытая; отсутствие покровных пород	2 полуоткрытая; наличие покрова проницаемых пород	3 полузакрытая пестрая по проницаемости толща покровных пород	4 закрытая; отсутствие естественной разгрузки
Тип структур	$Aabc_1$ $Aabc_2$ $Aabc_3$ $Aabc_4$	$Babc_4$	Cbc_2 Cbc_3 $Cabc_2$ $Cabc_3$	Dbc_4

казателями предлагается выражать буквенно-цифровыми индексами.

В Турции минеральные воды по особенностям химического состава разделяются на хлоридные, карбонатные, гидрокарбонатные и сульфатные, а по наличию микрокомпонентов и газов на железистые, мышьяковистые, иодные, сернистые, углекислые и радоновые. При содержании хлористого натрия более 15 г/л названные воды относят к рассолам.

Официальная классификация минеральных и термальных вод Японии, опубликованная в Законе о горячих источниках, основана на особенностях их химического состава. Существуют другие классификации, опубликованные в более ранние годы, например предложенная Х. Накамурой [193].

Классификация минеральных вод Индии основана на особенностях химического их состава и на аналогии с известными европейскими лечебными водами (Виши, Марианске-Лазне, Экс-ле-Бэн и др.).

По Африканскому материку за два последние десятилетия было опубликовано две классификации минеральных и термальных вод. Л. Кент [152] разработал классификацию указанных вод Южно-Африканской Республики. В ней по особенностям химического состава выделяется пять классов:

A — минерализованные хлоридно-сульфатные воды, общая минерализация > 1 г/л, содержание хлора $> 27\%$, сульфатов $> 5\%$;

B — умеренносоленые воды, минерализация обычно $>0{,}3<$ $<0{,}5$ г/л, содержание хлора около 27%, сульфатов $<3\%$;

C —карбонатные воды с временной жесткостью, минерализация $<0{,}8$ г/л, pH $>7{,}6$;

D — щелочные гидрокарбонатные и карбонатные натриевые воды с содержанием этих компонентов состава $>15\%$, минерализация <1 г/л;

E — воды с общей минерализацией $<0{,}2$ г/л.

В дополнительную характеристику минеральных вод входят содержания следующих микрокомпонентов: Fe, Mn, H_2S, Li, Sr, I, Br. Минеральные и термальные воды Марокко делят на медицинские (целебные) и термальные, рассматривая и вторую группу преимущественно в бальнеологическом плане.

В странах Южной Америки чаще всего используют химические классификации А. Шоллера и Ч. Пальмера.

В США и Канаде имеется несколько классификаций минеральных и термальных вод, рассмотренных в работах Д. Уайта [284], Дж. Саутера и Э. Хальстеда.

Д. Уайт считает, что существующие классификации этих вод нельзя рассматривать как удовлетворительные, а наиболее простые из них, основанные на выделении химических типов, практически неприемлемы для гидрогеологов и гидрохимиков, заинтересованных в установлении генезиса и эволюции различных вод. В предложенной генетической классификации выделяется пять классов: метеорные воды, недавно участвующие в гидрогеологи-

ческом цикле; воды, частично погребенные; воды частично метаморфизованные (погребенные воды, постепенно изменяясь переходят в метаморфизованные, аналогично изменениям пород при диагенезе); ювенильные воды; воды частично вулканогенные или магматические.

Классификации минеральных и термальных вод по температуре были опубликованы в Болгарии, Венгрии, Италии, Польше, Швейцарии, Японии, Канаде, США и др.

В Болгарии по температурным показателям выделены воды: прохладные 20—30° С;тепловатые 30—37° С; теплые 37—40° С и горячие более 40° С. В Польше в составе этих вод выделяют гипотермальные 25—35° С, гомеотермальные 35—40° С и гипертермальные более 40° С. Венгерская классификация термальных вод отличается от польской делением гипотермальных вод на субтермальные с температурой 20—25° С и гипотермальные с температурой 25—35° С, в двух других температурных градациях изменений нет. В Швейцарии субтермальными считают воды, имеющие температуру в пределах 20—37° С.

Небольшие различия в названных градациях отмечены в классификационных схемах Италии, Чехословакии, Югославии. В США и Канаде, согласно Д. Уайту, при разделении вод на теплые и горячие принято значение температуры в 32° С.

Картирование минеральных и термальных вод. Обобщение материалов по подземным минеральным и термальным водам обычно завершается составлением карт по различным методикам. Рассмотрим их, начиная с карт, вышедших в странах Европы, где картирование указанных вод получило широкое распространение.

В гидрогеологическом атласе Венгрии на карте минеральных и лечебных вод масштаба 1 : 1 000 000 (1961 г.) нанесены скважины, вскрывшие указанные воды, отмечены их глубина и интервал опробования. Размеры условных знаков отражают дебиты в следующих градациях (л/мин): 0—100, 100—500, 500—1000, более 1000. У знаков скважин круговыми диаграммами изображен состав минеральных вод, внутри диаграмм знаками разной формы показана их температура, °С: <20, 20—25, 25—35, 35—40 и >40.

На карте минеральных и термальных вод Франции масштаба 1 : 1 000 000 [227] сплошной цветной закраской показаны геологические комплексы пород, на фоне которых нанесены проявления минеральных и термальных вод. Значками и их комбинацией нанесены главные анионы, символами — катионы и газовый состав. Заливкой всего или части значка показана минерализация в градациях (г/л): <0,5; 0,5—1; 1—2 и >2. Цвет значка указывает температуру воды на выходе, причем термальными считаются воды с температурой выше среднегодовой для данной местности на 4° С, холодными — ниже этой температуры, а гипертермальными — имеющие температуру выше 50° С. На карте нанесены курорты, заводы розлива воды и др.

На картах минеральных и термальных вод того же масштаба, помещенных в «Атласе карт подземных вод Франции», изданном

в 1970 г., показаны выходы минеральных холодных и термальных источников, а в перечне последних к их названию добавляется краткая характеристика.

Опубликованная в 1966 г. карта минеральных и лечебных источников Австрии составлена в масштабе 1 : 500 000. Источники разделены на пять типов: хлоридные — горькие; сульфатные — серные и гипсовые; гидрокарбонатные — углекислые и мофеты; источники, содержащие один или несколько следующих микрокомпонентов: мышьяк, железо, иод, радий, серу; термы.

В. Карле [52] считает, что методика составления карт должна меняться в зависимости от строения территории и целей проводимой работы. Для крупномасштабных карт, при изучении отдельного района обычно с несколькими группами месторождений минеральных вод последние изображаются на фоне геологической обстановки с помощью нескольких кругов разного радиуса и различной штриховки или окраски по методу Р. Удлуфта. Этими кругами, с радиусами разной величины отображены сумма твердых диссоциированных и недиссоциированных веществ и растворенных газов, в верхней половине внутреннего круга с помощью штриховки показывается содержание анионов, в нижней (точками) — катионов. Для цветовых вариантов рекомендуется термальность вод отражать красным цветом, для катионов желательны холодные тона (зеленый, голубой, серый), для анионов — теплые (желтый, красный, оранжевый).

Наоборот, на мелкомасштабных картах, охватывающих большие пространства, распространение основных типов минеральных вод можно показывать упрощенными символами, как это сделано на гидрогеологической карте ФРГ масштаба 1 : 500 000 [52].

Наиболее полную характеристику минеральным водам крупных территорий может дать, по мнению В. Карле, генетический подход, причем при этом целесообразно составлять серию специальных карт, на которых, кроме фактического материала по минеральным водам, следует помещать важные с генетической точки зрения геолого-тектонические данные. Так, например, серия карт Центральной Европы [52] включает девять карт масштаба 1 : 1 000 000, составленных по данным 2200 проявлений минеральных вод, и шесть карт типов минеральных вод масштаба 1 : 4 000 000. К последним относятся: 1) соленые воды — типы и концентрация; 2) соленые воды — генезис и возраст; 3) сероводородные воды; 4) иодные, радиоактивные, мышьяковистые воды и воды с тяжелыми металлами; 5) углекислые воды и мофеты; 6) термальные воды (рис. 17). Основные свойства минеральных вод, как видно из условных обозначений к картам, показаны простыми символами (значками); комбинируя последние, можно достаточно полно охарактеризовать все свойства сложных типов минеральных вод.

Аналогичный подход к изображению состава и температуры минеральных вод был применен ранее, при составлении карты минеральных вод Чехословакии (1963 г.).

Карты минеральных вод ГДР, составленные до 1970 г. отображали распространение главных их типов, важнейшие проявления, а также провинции на основе данных геологии, гидрогеохимии и динамики подземных вод региона.

В последующих работах подход к составлению карт изменился в сторону более детального отображения на них не только пло-

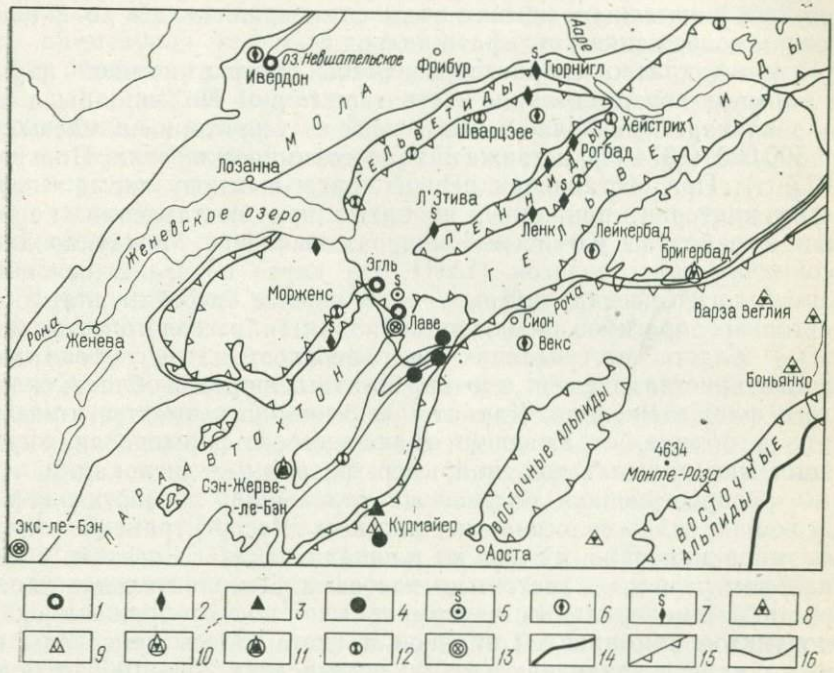


Рис. 17. Карта минеральных вод Центральной Европы. Западные Альпы и Юра [52]:

1—13 — выходы минеральных вод (*1* — рассолов, *2* — сульфатных, *3* — углекислых, *4* — термальных, *5* — хлоридных сероводородных, *6* — сульфатных термальных, *7* — сульфатных сероводородных, *8* — углекислых гидрокарбонатных, *9* — углекислых сульфатных, *10* — углекислых сульфатных термальных, *11* — углекислых хлоридных термальных, *12* — сероводородных, *13* — сероводородных термальных); *14* — зона тектонических нарушений Инсубрик, *15* — надвиги, *16* — сбросы

щадного распространения различных типов минеральных вод, но и выявления геохимических связей между ними при одновременном показе изменчивости этих вод в пространстве. Содержание карты [273] в связи со сложностью нагрузки разнесено на два листа. На первом листе отображены минеральные воды в кайнозойских и мезозойских формациях с отдельным показом таковых в пестрых песчаниках нижнего триаса, на втором — минеральные воды палеозойских отложений с характеристикой вод цехштейна. Различными оттенками цвета на картах показана минерализация вод в разных зонах и данные по гидрохимическим коэффициентам (rNa/rCl, rSO$_4$/rCl и rCl/rBr). На каждом листе отражено

также распространение соленосных отложений, диапировых структур, максимальных содержаний иода и брома, глубины залегания рассолов (при минерализации 35 г/л и выше) и поверхности минерализованных вод, к которым в ГДР относятся воды с содержанием хлористого натрия 1 г/л, практически это воды с общей минерализацией 2 г/л и более. Последнее обусловлено, по мнению авторов, тем, что в некоторых местах, в частности в Тюрингском бассейне, к питьевым относят воды с минерализацией до 2 г/л и высоким содержанием сульфата кальция.

Помимо кратко охарактеризованной гидрохимической карты, на которую попадает лишь часть территории Польши, была составлена карта минеральных вод всей ее территории в масштабе 1 : 1 500 000 (1974 г.), а также «Гидрогеохимический атлас Польши» (1977 г.). При составлении первой карты в основу легли генетические критерии; принципы, принятые при составлении карты, были выработаны Комиссией минеральных вод Международной ассоциации гидрогеологов (IAH). На карте показаны основные гидрогеологические структуры — артезианские бассейны платформ, предгорных прогибов и межгорных впадин; гидрогеологические массивы — области выступающих на поверхность или неглубоко залегающих кристаллических или карбонатных пород и область складчатого флиша Внешних Карпат. Геологические элементы учтены на карте в объеме, отражающем их значение для формирования и миграции минеральных вод, например, разрывные дислокации, границы распространения соленосных отложений, литология пород, слагающих гидрогеологические массивы. Распространение основных типов минеральных вод по площади показано цветом, в вертикальном разрезе — цветовыми полосами. Дополнительная характеристика минеральных и термальных вод отображена около водопунктов комбинацией значков и цвета. Здесь приведены газовый состав в градациях (мг/л): углекислота 250—1000 и более 1000; сероводород 1—10; 10—50 и более 50; радон >2 нКи/л; температура, а также содержание следующих микрокомпонентов: I, Br, Fe, Mn, F, B, SiO_2, As. Изолиниями на карте показаны глубины распространения минеральных вод с температурой 50° С.

Гидрохимический атлас Польши состоит из 13 карт масштаба 1 : 2 000 000 и 24 карт масштаба 1 : 4 000 000, на которых показаны распространение и химический состав подземных вод основных водоносных горизонтов и комплексов, дана оценка возможности практического использования их для питьевых и производственных нужд, а также в лечебных целях, по возможности оценены запасы. Для каждой из карт цветом показана минерализация (г/л) подземных вод в градациях: <1; 1—10; 10—35; 35—50; 50—100; 100—200; >200; содержание брома (мг/л): 10—50; 50—250; 250—1000; >1000; иода (мг/л); <5; 5—25; 25—100; >100. При наличии данных, около водопункта особыми знаками показаны содержание углекислоты и сероводорода соответственно (мг/л): 1000—2000; >2000 и 1—5; 5—100; >100. В зависимости от степени изученности на картах штриховкой отображен

химический состав подземных вод по анионам и катионам (в ммоль %) в градациях: >80; >50 и >20. Следует заметить, что, хотя согласно принятым в Польше правилам, к минеральным относят воды с минерализацией более 1 г/л, на карте во избежание отнесения к таковым вод, загрязненных вследствие хозяйственной деятельности человека, граница их поднята до 2 г/л.

В последние годы был предложен новый способ отображения на картах вертикальной гидрохимической зональности [161]. Вместо применения точечных, линейных или площадных знаков на карту наносят графики и диаграммы — врезки по опорным пунктам, отражающие гидрохимическую зональность,— изменение минерализации и ионного состава вод по глубине при одновременном показе геологического разреза. Опыт составления крупномасштабных карт для отдельных районов Польши и ГДР показал простоту и хорошую читаемость карт и возможность отображения на них данных о минеральных, промышленных и других типах подземных вод.

В основу карты минеральных вод Румынии (1974 г.) положены представления о тесной генетической связи минеральных и термальных вод с геологическим строением территории, в частности с литологическим составом пород, их фациями и тектоническими структурами. Кроме названных геологических факторов, на карте показано распространение 12 типов минеральных и термальных вод (см. выше, раздел «Классификации»), а также основные курорты, бальнеолечебницы, заводы розлива и т. д.

К. Щерев [18] составил карту минеральных вод Болгарии масштаба 1 : 1 000 000. В основу ее построения положены генетические вещественные и энергетические закономерности, присущие минеральным водам. На карте с учетом разработанной модели системы экзогенных минеральных вод и их естественнонаучной классификации цветом показаны их генетические типы: инфильтрационные (метеорные) и седиментационные (ископаемые) и их провинции — азотная и углекислая для первого типа, морская и озерная — для второго. Расчлененность провинций по генетическим типам (семействам), литолого-минеральный состав водовмещающих пород, газовый состав вод показаны знаками; распространение типов вод в разрезе — цветовыми полосами. Очень детальная разработка таксонометрических подразделений минеральных вод по генезису, минерализации, химическому и газовому составу, температуре, содержанию микрокомпонентов (I, Br, S, B, F, Fe, As, $C_{орг}$), приведенных в приложении к карте в виде диаграмм и таблиц, позволяет с помощью системы цветовых кружков отобразить истинный или прогнозный характер минеральных вод в основных пунктах или же по отдельным слабо изученным районам.

Ж. Петрович в 1976 г. составил схематическую карту термоминеральных вод Сербии. С учетом основных гидрогеологических структур (артезианские бассейны, складчатые области, гидрогеологические массивы) и химического состава термальных вод на карте показаны четыре провинции углекислых вод молодой маг-

матической и термометаморфической деятельности; азотных и азотно-кислородных термальных вод в областях молодых тектонических движений; азотно-кислородных и радоновых вод массивов кислых кристаллических пород; азотных, азотно-метановых и метановых вод артезианских бассейнов. Распространение по площади и взаимосвязь отображены штриховкой, газовой и химической состав вод и их генезис — комбинацией различных значков.

Идеи, выраженные на картах минеральных и термальных вод, составленных по отдельным странам Европы, дополненные идеями советских ученых и опытом составления подобных карт в Советском Союзе, нашли свое отражение на составляемой и частично опубликованной Международной карте минеральных и термальных вод Европы масштаба 1 : 1 500 000, подготовленной Комиссией минеральных вод Международной ассоциации гидрогеологов (IAH).

На карте выделены основные типы гидрогеологических структур (артезианские бассейны платформ и краевых прогибов, межгорных впадин, гидрогеологические складчатые области, гидрогеологические массивы, наложенные вулканические бассейны), обозначаемые определенным знаком в виде дроби, в числителе которой указывают тип и номер структуры по каталогу, в знаменателе — геологический возраст пород, заключающих минеральные и термальные воды. Для более полной характеристики структур на карте отражены некоторые характерные геологические условия, такие, как состав кристаллических пород, вулканы, главнейшие тектонические нарушения альпийского возраста, соляные купола, а также границы развития эвапоритовых отложений, областей многолетней мерзлоты и современного континентального засоления. Кроме того, изолиниями показаны глубины залегания вод (пород) с температурой 50°С.

Цветом на карте отображено площадное распространение гидрохимических провинций минеральных и термальных вод и их основные генетические типы. Выделено пять провинций: 1) областей современного вулканизма; 2) областей молодых (четвертичных и неогеновых) магматических и термометаморфических процессов; 3) областей новейших тектонических движений; 4) областей артезианских бассейнов (4а — тех же областей с водами, обогащенными специфическими компонентами на площадях развития торфяников или битумов); 5) массивов кислых кристаллических пород. Генезис основных типов минеральных вод определяют по их химическому, газовому и изотопному составу. Выделяют воды атмосферного, озерно-континентального, морского и реликтового происхождения и смешанные типы вод. При наличии в вертикальном разрезе нескольких типов вод последние изображены цветовыми полосами.

Значками на карте показаны основные месторождения и выходы вод, цветом отображен ионный и газовый состав, минерализация, специфические компоненты, температура. Форма значка

указывает на современное их использование курортами, бальнеолечебницами, заводами розлива.

В странах Азии и Африки картографический материал по минеральным водам в целом весьма разноплановый. Преимущественное распространение имеют черно-белые карты-схемы размещения проявлений минеральных и термальных вод с показом геологического строения страны или отдельного района. Обычно эти карты-схемы наряду с прилагаемыми таблицами служат иллюстративным материалом публикуемых работ, освещающих те или иные вопросы распространения и формирования минеральных вод.

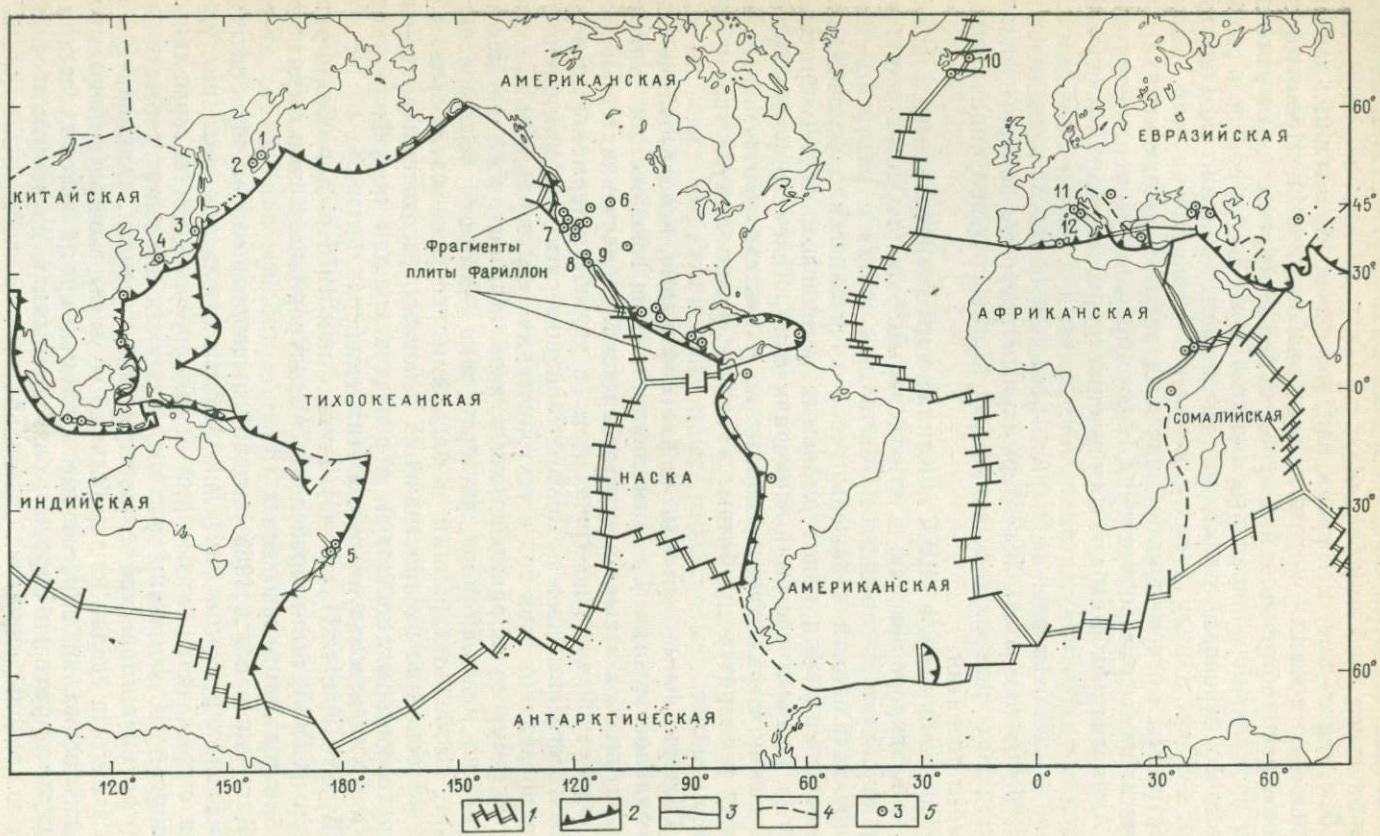
Аналогичный подход к составлению карт отмечается в странах Северной и Южной Америки, Австралии и в Новой Зеландии. В связи с резко возросшим в ряде регионов объемом исследований по термальным водам и геотермальным ресурсам вопросы составления карт минеральных вод в них все еще не получили необходимого развития.

Так, например, в США и Канаде карты минеральных вод как по всей территории, так и по отдельным районам несут довольно ограниченную информацию. Обычно на картах с различной степенью детальности отражены геолого-тектонические условия, выходы минеральных или термальных источников, их температура, иногда газовый состав и минерализация. Текст сопровождается таблицами, отражающими данные по химическому и газовому составу, температуре, дебитам, а также геологическую характеристику участка.

Геотермальные системы, их классификация, использование геотермальной энергии. Геотермальная энергия в некоторых странах превратилась в весьма ощутимый источник получения тепловой и электрической энергии. Носителем ее являются термальные воды и их парогазовые смеси. Поэтому закономерностям формирования и распределения этих вод в тектонических структурах Земли, оценке их ресурсов и рациональному использованию уже на протяжении, по меньшей мере, четверти века уделяется большое внимание, особенно странами с богатыми ресурсами этих вод. На рис. 18 показано распространение основных высокотемпературных гидротермальных площадей, перспективных для получения энергии или уже используемых для этих целей.

В 1970 г. в г. Пизе (Италия) и в 1975 г. в г. Сан-Франциско (США) были проведены Международные симпозиумы по проблемам термальных вод.

В появившейся в 1965 г. одной из первых сводок-обзоров геотермальных ресурсов мира Дж. МакНитта главное внимание уделено систематизации сведений о распространении геотермальных площадей на земном шаре, геологическом строении термальных зон, физико-химической характеристике флюидов. Основной упор при этом был сделан на термальные воды высокой энтальпии, преимущественно на парогазовые системы, среди которых к тому времени достаточно хорошо разведанными и изученными было только несколько крупных площадей.


АМЕРИКАНСКАЯ
ЕВРАЗИЙСКАЯ
КИТАЙСКАЯ
Фрагменты
плиты Фариллон
АФРИКАНСКАЯ
ТИХООКЕАНСКАЯ
СОМАЛИЙСКАЯ
НАСКА
ИНДИЙСКАЯ
АМЕРИКАНСКАЯ
АНТАРКТИЧЕСКАЯ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
60°
45°
30°
0°
30°
60°
120°
150°
180°
150°
120°
90°
60°
30°
0°
30°
60°
1
2
3
4
5

Дальнейшее развитие взглядов Дж. МакНитта о природе геотермальных площадей и их ресурсов отражено в его докладе на конгрессе в г. Пизе в 1970 г., где на основе нового фактического материала он рассмотрел опубликованные к тому времени классификации геотермальных площадей (в том числе и советских ученых — Г. С. Вартаняна, Н. М. Фролова, Ф. А. Макаренко, Б. Ф. Маврицкого, В. И. Кононова и др.) и предложил свою, основанную на особенностях тектонического развития территории [180]. Им выделено три типа и пять подтипов геотермальных площадей:

I. Геотермальные площади, ассоциирующиеся с четвертичными вулканическими центрами:

IA — в структурах, генетически связанных с вулканическими процессами, такими, как кальдеры, периферические трещины, краевые части вулканического аппарата (Мацукава, Отаке, Ауачапан, Паужетка, Монте-Амиата, Каса-Дьябло и др.);

IБ — в структурах тектонического генезиса, таких, как региональные нарушения и блоковые структуры (Уайракей, Бродлендс, Паратунка, Гейзеры, Стимбот-Спрингс, Эль-Татио, Серро-Прието, Рейкьянес, Намафьялл, Олкариа и др.).

II. Геотермальные площади, связанные с кайнозойским тектогенезом:

IIA — в блоковых структурах в пределах складчатых нарушений (Ларде-релло, Кызылдере, Биоуэй и др.);

IIБ — в рифтовых структурах (Рейкьявик, Рейкир);

IIB — в бассейнах складчатых зон (Венгерский бассейн, неовулканический район Словакии, внутригорный бассейн Грузии).

III. Геотермальные площади в предгорных зонах и платформенных регионах (Карловы Вары и Соколовский бассейн в Чехословакии; Предкавказье; Степной Крым; Западная Сибирь и др.).

В предложенной Дж. МакНиттом классификации не выделены такие образования, как очаговые, трещинно-жильные и пластовые, однако в ней отражена разница между нагревом водой, циркулирующей на глубину по зонам нарушений, и теплом кондуктивного потока от окружающих пород. Очевидно, что геотермальные площади IIB и III относятся ко второму типу циркуляции, все остальные — к первому.

В эти же годы классификации геотермальных систем были предложены У. Махоном, Д. Уайтом, С. Арнорссоном, В. И. Кононовым, Б. Г. Поляком и А. Трусделлом.

У. Махон выделил вулканические и субвулканические геотермальные системы, которые могут быть парогазовыми или водяными, и невулканические системы. Воды первых на глубине обычно характеризуются нейтральным хлоридно-натриевым составом, меняющимся при подъеме их к поверхности в результате поступления гидрокарбонатов, сульфатов и др.; содержание хлоридов ко-

Рис. 18. Схема размещения основных плит литосферы и геотермальных площадей, эксплуатируемых или перспективных [189]:

1 — срединноокеанические хребты; *2* — зоны субдукции; *3* — трансформные разломы; *4* — границы плит неустановленного генезиса; *5* — геотермальные площади (цифры на рисунке: 1 — Паратунка, 2 — Паужетка, 3 — Мацукава, 4 — Отаке, 5 — Уайракей, 6 — Йеллоустон, 7 — Гейзеры, 8 — Солтон-Си, 9 — Серро-Прието, 10 — Намафьялл, 11 — Лардерелло, 12 — Монте-Амиата)

леблется от десятков миллиграммов до десятков граммов на литр. Генезис растворителя преимущественно метеорный, а на концентрацию микро- и особенно макрокомпонентов (Cl, B, Br, Li, As) влияют такие факторы, как содержание последних в породах, температура, а в некоторой степени и возможный привнос из вулканического очага. Содержание менее растворимых компонентов (SiO_2, Ca, Mg, Rb, K, Na) и карбонатов зависит от температуры, pH, минерального равновесия среды и растворимости минералов.

В газовой составляющей превалирует CO_2, присутствуют также H_2S, H_2, CH_4, N_2 и инертные газы, общее количесво их составляет 0—5 вес. % от глубинного раствора.

Для парогазовых систем характерно низкое содержание хлора (за исключением высокотемпературных фумарол с HCl). Они содержат только те элементы, которые растворимы в парогазовых системах с низкими давлениями (сера, HCO_3 и B соответственно в форме H_2S, CO_2 и HBO_2, затем Hg, NH_3); газовый состав сходен с предыдущей системой.

Невулканические системы отличаются большим разнообразием химического состава и минерализации. Последняя изменяется от слабой минерализации инфильтрационных вод до сильной минерализации погребенных (метаморфогенных) соленых вод и рассолов нефтяных и газовых месторождений.

Д. Уайт [285] под геотермальной системой понимает участок земной коры, в пределах которого имеется источник тепла (локальная интрузия или региональный тепловой поток). Геотермальные системы, включающие в себя циркулирующие воды (или флюиды), называются гидротермальными. Поверхностным отражением геотермальной системы обычно является площадь развития термальных источников, фумарол и других очевидных гидротермальных явлений.

Д. Уайт положил в основу выделения геотермальных систем физическое состояние фазовых составляющих, жидких или парообразных, т. е. он различает гидротермальные и парогазовые системы, характеристика которых приведена ниже.

А. Высокотемпературные гидротермальные системы

1. Суммарный расход системы обычно от сотен до тысяч литров в минуту, отдельные источники — от единиц до сотен литров в минуту.

2. Поверхностные проявления — высокотемпературные источники; при глубоком залегании уровня воды до 100 % ее может иметь подземный сток и на поверхности не проявляться.

3. Содержание хлоридов в термальных пластовых водах обычно гораздо выше, чем в близлежащих поверхностных и подземных водах. В частности, если генезис источника не известен, то следует пробурить неглубокие скважины до уровня воды; наличие хлоридных вод в пласте подтверждает наличие гидротермальной системы ($Cl > 50$ мг).

4. Наиболее важным компонентом-индикатором является SiO_2; кремнистый туф и природные гейзеры являются показателями наличия высокой (180 °C и выше) температуры.

5. Гидротермальные системы распространены шире, чем парогазовые, примерно в соотношении 20 : 1. Каждую новую неизученную систему следует рассматривать как гидротермальную, пока не будет точных доказательств противного.

1. Суммарный расход флюидов каждой системы невелик, от нескольких десятков до нескольких сотен литров в минуту.
2. Поверхностные проявления — грязевые вулканы и озерки, кипящие котлы, гидротермально измененные породы.
3. Воды источников в районах интенсивной активности обычно кислые, содержание сульфатов высокое при низком содержании хлора (менее 15 мг/л). Источники с хлоридными водами или аномально высокие содержания хлора в подземных водах в прилегающих районах отсутствуют. В районах меньшей активности воды источников характеризуются реакцией от слабокислой до слабощелочной, часто с высоким содержанием CO_2, B, NH_4.
4. Эксплуатационные скважины дают пар от сухого до влажного, перегретого; жидкая фаза может быть встречена скважинами по окраинам геотермальных полей или же на начальной стадии работ.
5. Основной резервуар располагается на глубинах более 350 м, обычно имеет начальные температуры около 240 °С и давления до 3,4 МПа.
6. На основании теоретического анализа установлено, что ниже резервуара парагазовой системы существует глубоко залегающий уровень высокотермальных вод, обычно — рассолов с температурами выше точки кипения.
7. Основное тепло резервуара связано с твердой фазой, в результате чего двухфазовый резервуар может давать пар, перегретый более чем на 50 °С, при теплоемкости выше максимальной для насыщенного пара и при условии содержания жидкой фазы менее 4 об.%.

Гидротермальные системы весьма широко распространены, особенно в глубоких осадочных бассейнах; однако они представляют собой относительно низкотемпературные системы, которые используются и могут быть использованы в будущем для обогрева, обессоливания, во фреоновых электрогенераторах и т. д. В настоящее время и в ближайшем будущем, как подчеркивает Д. Уайт, основное внимание при получении геотермальной энергии следует уделять высокотемпературным гидротермальным и парогазовым системам.

В Сан-Франциско на Втором международном симпозиуме по использованию геотермальных ресурсов А. Трусделл [265] предложил новую классификацию геотермальных систем с учетом ранее опубликованных. Он выделил четыре основных типа геотермальных систем, основываясь на генетических особенностях источников тепла в последних: вулканические гидротермальные; парогазовые; невулканические термальные; геотермальные субмаринные и промежуточные.

Первый тип — системы с вулканическим источником тепла, изучен достаточно хорошо. Глубинные растворы или флюиды, как правило, метеорного происхождения с содержанием хлоридов 50—3000 мг/л, за исключением тех случаев, когда имеет место взаимодействие с морской или метаморфизованной водой или с эвапоритами. Присутствующие в значительном количестве Na, K, Ca, Mg поступают в воды в результате реакций взаимодействия с породами. Поступление Cl, F, B, CO_2 и H_2S связано в основном с привносом из магматического очага. Несмотря на то, что экспериментальные работы показали возможность выноса хлора из пород при температурах до 300° С, автор совместно с Д. Уайтом полагает, что выщелачивание пород не может считаться единственным

источником поступления хлора в воды этих систем, так как это потребовало бы слишком высокого первоначального содержания его в породах или слишком большого объема выщелачиваемых пород. Однако вопрос об источниках поступления хлора в вулканические гидротермальные системы и в настоящее время однозначно не решен и, как считает А. Трусделл, нужны дальнейшие работы по химико-физическому моделированию и изотопным исследованиям для внесения окончательной ясности в эту проблему. В частности, он считает, что даже присутствие изотопа гелия (^{3}He) в водах геотермальных систем Камчатки (СССР), Лассен Пик (США) и других не может свидетельствовать о прямом участии потока ювенильных компонентов, так как возможно, что гелий входит в состав некоторых вулканических пород и поступает в гидротермальные флюиды при выщелачивании последних.

С другой стороны, присутствие определенных, хотя бы и незначительных количеств магматических компонентов в геотермальных флюидах, как считает А. Трусделл, достаточно убедительно подтверждается тесной временной и пространственной связью и сходным геохимическим поведением определенных вулканических и геотермальных систем. Ярким примером служит вулканическая зона в Таупо (Новая Зеландия), в пределах которой, как показали геохимические исследования, разгрузка фумарол имеет переменную характеристику. Здесь наблюдаются переходы между типичными высокотемпературными эманациями (до 800° С) с высоким значением S/C при отсутствии потока вулканических газов, и почти типичным парогазовым потоком при температурах $< 300°$ С с низкими значениями указанного отношения. Несмотря на этот и подобные ему примеры — Татун (о-ва Тайвань), Тамагава и Хаконе (Япония) и другие, для количественной оценки магматической составляющей требуются дальнейшие исследования, в том числе изотопные.

К парогазовым системам отнесены геотермальные системы с выходом насыщенного или слегка перегретого пара без жидкой (водяной) фазы. На земном шаре пока зафиксировано незначительное их число — Лардерелло и Монте-Амиата (Италия); Гейзеры и Лассен Пик (США); Мацукава (Япония); Кавах Камоджанг и Салак (Индонезия) и др., но несмотря на интенсивное изучение, генезис их и многие детали строения не вполне ясны. В настоящее время существует несколько гипотез, объясняющих их генезис.

Невулканические геотермальные системы широко развиты по всему миру. Источником тепла в них служит тепловой поток Земли. Повышение температуры подземных вод с глубиной зависит от геотермального градиента местности, значение которого меняется от 25 до 75° С/км или выше. Химический состав вод и закономерности их распространения изучены достаточно хорошо.

Характерной чертой субмаринных геотермальных систем, развитых в прибрежных районах, является сходство их термальных флюидов, являющихся смесью местных метеорных вод, изменен-

ных под воздействием высокотемпературных реакций с морскими водами. Воздействие последних сказывается в увеличении содержания кальция, иногда калия и хлоридов и уменьшении содержания магния, сульфатов, иногда натрия. На значительную роль морских вод в подобных системах указывают недавние химические и изотопные исследования в пределах геотермальных площадей Греции, Исландии, Гваделупы, Италии, Японии, Новой Зеландии, Турции, о-вов Фиджи. Своеобразная геохимическая и геодинамическая обстановка в пределах этих систем затрудняет применение геотермометров при исследованиях. Проводящиеся в настоящее время экспериментальные работы по изучению взаимодействия морских вод и пород при различных температурных режимах предоставят новые данные и смогут рекомендовать новые геотермометры для таких систем.

В Европе значительными ресурсами термальных подземных вод, которые можно использовать для получения тепловой и электрической энергии, обладают Венгрия, Исландия, Италия и, возможно, Греция, на территории которой ведутся интенсивные поиски этих вод и имеются благоприятные перспективы для их выявления.

На американских континентах, кроме США и Мексики, значительные ресурсы этих вод установлены в некоторых странах Центральной и Южной Америки, на Азиатском — в Японии, Турции, а также в Новой Зеландии.

В США проблеме практического использования геотермальной энергии уже давно уделяется большое внимание. Основные ресурсы сосредоточены в штатах Калифорния, Юта, Аризона, Невада, Нью-Мексико, где расположены такие широко известные месторождения термальных вод, как Гейзеры, Лонг-Вэлли, Солтон-Си, Меза, Биоуэй и др. Впервые геотермальная энергия в Калифорнии начала использоваться в 1960 г., когда на месторождении Гейзеры была пущена установка мощностью 12,5 тыс. кВт. По данным Дж. Кёнига, мощность геотермальной станции в районе Солтон-Си к 1965 г. достигала 3 тыс. кВт, станции в г. Техейчейп к 1970 г. должна была достигнуть 220 тыс. кВт, к 1990 г. 779 тыс. кВт. Мощность геостанции в долине Гейзеров к 1965 г. достигала 27 тыс. кВт, к 1975 г. она возросла до 600 тыс. кВт [82].

Наличие значительных геотермальных ресурсов совместно с интенсивной разработкой и внедрением новых научных и технологических методов позволяют считать, что в США производство только геотермальной электроэнергии к 2000 г. достигнет уровня выработки электроэнергии 1974—1975 гг., оцениваемого в 365 МВт [216].

Южнее, в пределах того же тектоно-вулканогенного пояса, сосредоточены геотермальные месторождения Мексики. Наиболее крупная геотермальная площадь Серро-Прието расположена в долине р. Колорадо. Уже к 1964 г. четыре скважины давали пар для нескольких установок мощностью 37,5 тыс. кВт каждая, а про-

мышленная ГеоТЭС, начавшая действовать в 1973 г., за два года достигла мощности 75 тыс. кВт.

На территории Центральной и Южной Америки основные ресурсы геотермальной энергии связаны с зоной четвертичного и современного вулканизма и тектонической активности, протягивающейся вдоль Тихоокеанского побережья. На симпозиумах по изучению геотермальной энергии в Пизе и Сан-Франциско были доложены результаты исследований по вопросам размещения и возможности практического использования геотермальных ресурсов в ряде стран (Никарагуа, Гватемала, Колумбия, Сальвадор, Боливия, Перу, Чили).

Наиболее перспективными для получения геотермальной энергии являются месторождения Руис (Колумбия), Ауачапан (Сальвадор), Эль-Татио (Чили). Широкий комплекс работ, проводившихся в пределах последнего, показал, что проявления термальной активности связаны здесь с вулканогенными породами кайнозоя, выполняющими грабенообразную структуру. Суммарная разгрузка термальной воды оценивается в 250—500 л/с при средней температуре поверхностных проявлений 86°С, соответствующей точке кипения на данной высоте, и при среднем значении теплового потока в 147—170 МВт. Последний выше, чем в Японии, но ниже, чем в Новой Зеландии (8,4—85 МВт и 85—567 МВт соответственно). На месторождении планируется строительство ГеоТЭС мощностью 15 тыс. кВт [82].

Новая Зеландия наряду с Японией и Исландией служит классическим примером страны, богатой геотермальными ресурсами и их наземными проявлениями. Здесь расположены знаменитые гидротермальные месторождения Уайракей и Бродлендс и ряд более мелких (Роторуа, Каверау и др.). Месторождения связаны с активной вулканической зоной Таупо, поток тепла в двух первых месторождениях составляет 85 и 630 МВт соответственно. Практическое использование названных ресурсов началось в 1958 г., когда в Уайракей начала функционировать первая ГеоГЭС. К 1975 г., по данным А. Д. Эллиса [273], мощность действующих станций составляла в Уайракей 192 тыс. кВт, в Каверау 10 тыс. кВт, в Бродлендс планировалось увеличение мощности до 100 тыс. кВт. Кроме того, в Новой Зеландии геотермальная энергия очень широко используется в промышленности и в коммунальном хозяйстве.

В странах Африканского континента ресурсы термальных вод изучены еще далеко не достаточно. В последние 10—15 лет начались исследовательские работы по выявлению перспективных на получение геотермальной энергии площадей в Эфиопии (в Даллоле и грабене Тендахо), Руанде, Танзании, Уганде, Нигерии. Так, например, в 1974—1976 гг. широкий комплекс работ по программе ООН проводился в Кении в пределах трех геотермальных площадей — Олкариа (оз. Наиваша); Эбурру (оз. Элементейна) и у оз. Ханнингтон. Была сделана попытка оценки геотермального потенциала осадочного бассейна Южной Нигерии.

В целях выявления закономерностей распространения и формирования термальных вод, изучения их температурного режима в плане и разрезе, химического состава и других вопросов, некоторые страны приступили к картированию этих вод. Так, например, страны-участники Комиссии по планетарной геофизике (КАРG): Болгария, Венгрия, ГДР, Польша, Румыния и Советский Союз составили две геотермальные карты Центральной и Восточной Европы масштаба 1 : 10 000 000 [56]. На первой карте показано распределение температур подземных вод на плоскости среза, располагающейся на глубине 1 км, изотермы проведены через каждые 5° С. Помимо этой мелкомасштабной карты, страны имеющие достаточно большой фактический материал по глубинным замерам температур, составили крупномасштабные карты. В частности, такие карты масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 500 000 составлены в Венгрии со срезами, находящимися на глубине 0,5; 1; 1,5; 3 и 4 км. К 1972 г. аналогичная карта масштаба 1 : 1 000 000 составлена Т. Велиновым, П. Петровым и Д. Георгиевым для территории Болгарии. На ней плоскость среза размещается на глубине 1 км.

Р. Хенель [123] составил мелкомасштабную карту-схему теплового потока для всех стран Европы (рис. 19). В пределах субконтинента отчетливо выделяется ряд положительных и отрицательных аномалий. На севере значения теплового потока составляют $\sim 3 \cdot 10^{-11}$ Вт · м², что типично для докембрийских щитов. В средиземноморье наряду с участками, имеющими аналогичную или близкую интенсивность теплового потока, отмечаются площади с интенсивностью потока $\sim 7{,}8 \cdot 10^{-11}$ Вт · м². В центре Европы с северо-запада на юго-восток, вдоль структур Бретани, Альп и Динарид намечается как бы «порог» аномалий с максимумом в Паннонском бассейне.

В 1976 г. на Международном конгрессе по изучению термальных вод, геотермальной энергии и вулканизма Средиземноморья был представлен макет карты теплового потока юга Европы и Средиземноморья, являющейся частью карты всего субконтинента масштаба 1 : 5 000 000, подготовленного в рамках Международной комиссии по тепловому потоку (IHFC). В основу ее положены данные по тепловым потокам, распределению термальных источников, связи их с основными тектоническими структурами и возрастом новейших проявлений тектогенеза и термализма.

Термальные подземные воды за рубежом используются по-разному.

В Болгарии ресурсы этих вод весьма значительны и широко используются в бальнеологии, для отопления оранжерей и парников, в коммунальном хозяйстве.

Достаточно большими ресурсами термальных вод с температурой до 100° С обладает Чехословакия. Они приурочены здесь к центральным частям отрицательных структур, характеризующихся повышенным значением теплового потока. Выявлено 10 месторождений таких вод и несколько десятков площадей, перспективных

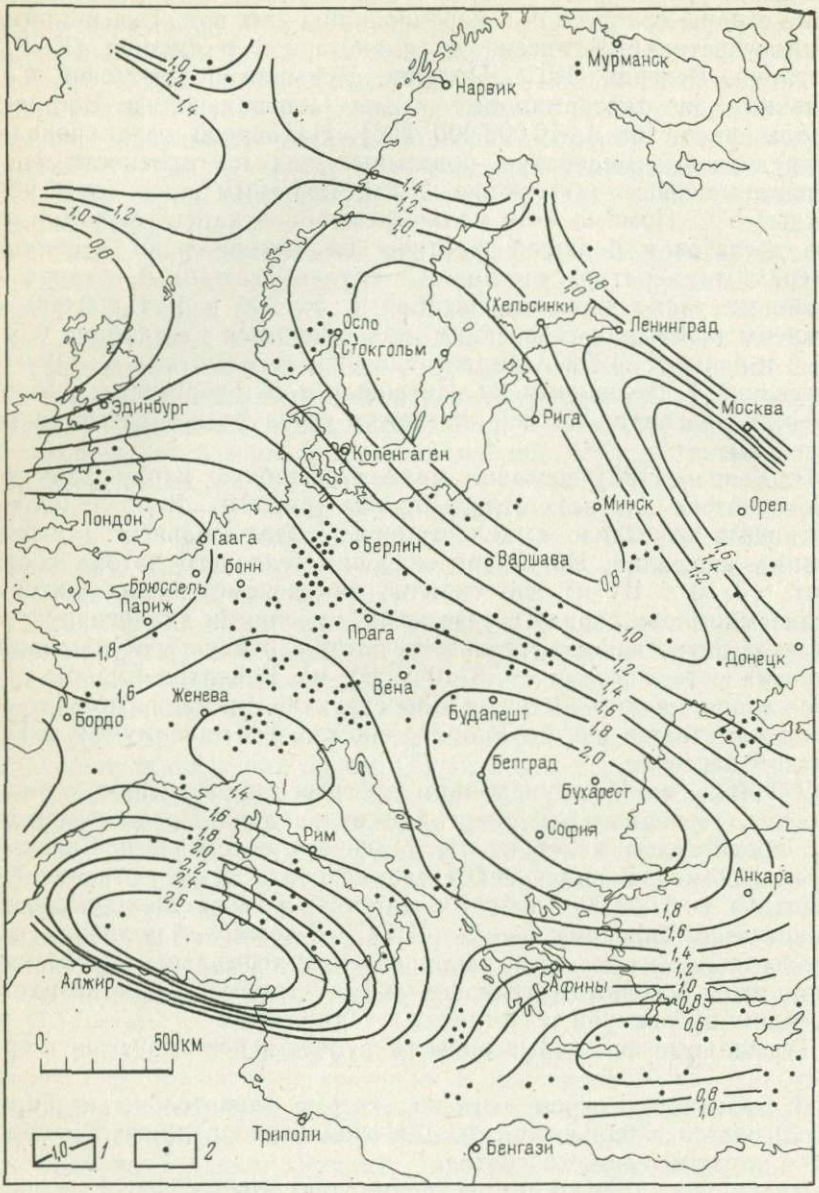


Рис. 19. Схематическая карта распределения значений теплового потока на территории Европы и Средиземноморья [123]:

1 — изолинии теплового потока, мккал/(см² · с); *2* — точки замеров

на эти воды, главным образом в Западных Карпатах. Температура воды на глубинах 2000—4000 м находится в пределах 70—100° С, местами выше. Используются термальные воды преимущественно в лечебных целях и очень незначительно для коммунальных нужд и тепличных хозяйств.

Весьма богата термальными водами Венгрия. Основные ресурсы этих вод сконцентрированы в Паннонском бассейне, в песках и песчаниках плиоцена, залегающих на глубине от 400 до 2500 м, и меньшие в подстилающих их отложениях миоцена и триаса. Однако температура этих вод не превышает 100° С. Ресурсы термальных вод оцениваются в пределах 50—300 млрд. м^3, а приблизительный объем ежегодно извлекаемой скважинами воды с температурой 30—98° С достигает 160 млн. м^3, что эквивалентно использованию 1,2 млн. т нефти. Термальные воды применяют для отопления жилых зданий, теплиц, оранжерей, инкубаторов, а также в бальнеологии.

Широко распространены термальные воды на территории Италии,— это связано с тем, что она расположена в альпийской складчатой области, отличавшейся в геологически недалеком прошлом активной магматической (интрузивной и эффузивной) деятельностью и наличием глубоких отрицательных структур, заполненных осадочными образованиями в непосредственной близости от очагов названной активности. С проявлениями молодого магматизма связано формирование геотермальных месторождений Тосканы, среди которых такое крупное, как Лардерелло с температурой парогазовой смеси на поверхности от 130 до 245° С, Монте-Амиата и др. К артезианским бассейнам на глубине 2000—3500 м приурочены термальные воды с температурой до 100° С [91].

Используются термальные воды широко, но преимущественно для получения электроэнергии. Еще в 1904 г. на месторождении Лардерелло были заложены первые скважины с этой целью. По состоянию на 1965 г. число эксплуатационных скважин достигло 175, а выработка электроэнергии составила 2527 млн. кВт·ч. На месторождении Монте-Амиата пробурено пять скважин глубиной от 700 до 1600 м, из которых получают пар для выработки электроэнергии.

Кроме электроэнергии, пар указанных месторождений использовался или используется для получения борной кислоты, аммония, углекислого и редких газов.

В Греции, как отмечалось выше, ведутся интенсивные поиски термальных вод, которые можно было бы использовать в практических целях. По данным новейших исследований наиболее перспективной считается восточная часть страны и ее вулканическая островная дуга, на территориях которых известно достаточно большое число проявлений термальных вод. Выявлено семь перспективных площадей, на материке — Сперхиос, Сусаки, Метана и Гарасе, и на островах — Лесбос, Нисирос и Милос.

Богата геотермальными ресурсами и территория Исландии, что обусловлено положением ее в центральной части Срединноатлан-

тического хребта, наличием многочисленных зон разрывных дислокаций и в связи с этим активной вулканической деятельностью, первые проявления которой относятся к началу палеогена и через каждые пять лет отмечаются в современную эпоху. Величина теплового потока достигает здесь $251{,}2 \cdot 10^{-3}$ Вт/м^2 при средней для Земли $62{,}8 \cdot 10^{-3}$ Вт/м^2.

Выявлены два типа геотермальных площадей — высоко- и низкотемпературные. Температура подземных вод в пределах площадей первого типа на глубине до 1000 м превышает 200° С, на площадях второго типа она не поднимается выше 150° С. На площадях первого типа проявления новейшего вулканизма фиксируются фумаролами, грязевыми вулканами, участками горячей земли, редко сольфатарами и малодебитными источниками в зонах разрывных дислокаций. Поверхностные проявления термальных вод на площадях второго типа представлены многочисленными высокодебитными источниками с температурой воды от 15 до 100° С.

Термальные воды Исландии, как показали исследования Б. Арнасона и др., обнаруживают тесную связь с атмосферными осадками и являются возобновляемыми. В связи с этим они характеризуются невысокой минерализацией, не превышающей 2 г/л и лишь в прибрежной зоне возрастающей до 52 г/л вследствие вторжения морских вод.

Использование геотермальной энергии в Исландии проводится в широком масштабе и в основном направлено на коммунальные нужды и выработку электроэнергии. Суммарная мощность известных в настоящее время 17 высокотемпературных площадей, по данным Г. Пальмасона, оценивается в 10—14 тыс. МВт, низкотемпературных — до 1,5 тыс. МВт.

Помимо выработки электроэнергии, термальные воды используются для обогрева жилых зданий, парников, оранжерей, плавательных бассейнов, в бальнеологии и т. д. В частности, обогрев теплиц на острове начался в 1920 г., а производство электроэнергии было налажено в 1943 г. В настоящее время около 60% жителей используют для обогрева тепло воды, к 1980 г. эта цифра должна была увеличиться до 80%. В 1974 г. объем использованной геотермальной энергии примерно соответствовал мощности электростанции в 50 МВт. Это составляет около 4—5% ее запасов и указывает на большие возможности дальнейшего роста производства электроэнергии. Однако в связи с отсутствием внутренней потребности в таком большом количестве электроэнергии и невозможности прямой передачи ее в страны Центральной Европы выдвинут проект получения водорода с помощью электролиза воды для промежуточного накопления энергии с последующей транспортировкой сжиженного водорода в страны-потребители — Проект «Vetni Lift» [81].

Огромными ресурсами термальных вод и постоянно увеличивающимся потреблением их характеризуется Япония. Низкотемпературные воды (до 100° С) используются в промышленности, бальнеологии, сельском и коммунальном хозяйстве и для других нужд.

Добыча термальных вод для указанных целей имеет давнюю историю. Уже в 1956 г. на базе 10 578 источников функционировало 1133 курорта, вода 5240 источников использовалась для купания и 2274 — для питья. В 1970 г. в восьми вулканических районах страны имелось 11 608 эксплуатационных скважин, поднимавших термальную воду с температурой 25—77° С в количестве 201,2 м³/с. К марту 1972 г. число выявленных в стране термальных источников достигло 16 000, а годовой дебит их оценивался в $6{,}7 \cdot 10^7$ м³ при количестве тепла, выносимого ими (при средней температуре воды и воздуха соответственно 50 и 10° С), равном $10{,}9 \times \times 10^7$ ГДж/год. В 1974 г. 1317 населенных пунктов использовали термальную воду 5118 источников и 8085 скважин, дававших ее в количестве соответственно 9,4 и 12,8 м³/с [129].

Хотя приведенные данные и несколько противоречивы, однако независимо от этого они указывают на большую масштабность использования термальных вод в стране.

Термальные воды с температурой, превышающей 100° С, используются для получения электроэнергии. В настоящее время в Японии работает несколько крупных геотермальных электростанций — Мацукава, Отаке, Хатимантай мощностью 20, 11 и 10 тыс. кВт соответственно. На вновь выявленных площадях планируется ввод новых станций мощностью (тыс. кВт): в Такиноуэ —50; Хачобару —50, Оникобе —20 [82].

Методы исследований. Помимо широко известных методов изучения минеральных и термальных вод (химический, газовый и микробиологический анализы, сейсмо- и гравиразведка, электрозондирование и др.) в настоящее время в гидрогеологической практике за рубежом широкое развитие получили новые методы их исследования (геохимическое, геотермические, изотопный анализ, геофизические — космическая и инфракрасная съемки, магнито-теллурическое зондирование и др.).

Геотермометрия. Химический и изотопный состав термальных флюидов, проявляющихся на поверхности земли, может дать сведения о таких важных параметрах геотермальных систем, как температура подземного резервуара, тип потока, характер пород и др. Концентрации компонентов или их соотношения, которые можно сопоставить с подземными температурами, носят название геотермометров. Они используются как для качественной характеристики подземных резервуаров, когда требуется получить предварительную оценку температур, заключенных в них вод, так и для количественной, позволяющей вычислить таковые. Ниже приводятся основные геохимические индикаторы для определения температур в высокотемпературных гидротермальных системах, разработанные Д. Уайтом [285].

1. SiO_2 — лучший из индикаторов; предполагается равновесное состояние кварца при высоких температурах, после охлаждения не наблюдается растворения или выпадения в осадок.

2. Na/K — особенно характерен при значениях от 20 : 1 до 8 : 1, а для некоторых систем и при большем интервале.

3. Ca и HCO_3 — качественно применим для вод с околонейтральной реакцией; растворимость $CaCO_3$ в обратной зависимости от подземной температуры.

4. Mg, Mg/Ca — низкие величины указывают на высокие значения подземных температур, и наоборот.

5. Процессы разбавления Cl — предполагается разбавление в источниках с низким содержанием Cl за счет холодной воды, позволяющее высчитывать подземную температуру с помощью предложенных отношений смешения с водами, обогащенными Cl.

6. Na/Ca — высокие значения могут указывать на высокую температуру; неприменим для Ca-рассолов; менее прямой индикатор, чем Ca и HCO_3.

7. Cl/HCO_3+CO_3 — высокие значения в водах указывают на столь же высокие температуры, и наоборот.

8. Cl/F — высокие значения могут указывать на высокие температуры, но содержание Ca, контролируемое pH и содержанием CO_3^2, препятствует качественным расчетам.

9. H_2/другие газы — высокие значения указывают на высокую температуру.

10. Отложения кремнистых туфов — надежный индикатор температур (современных или прежних) выше 180 °C.

11. Травертины — яркий индикатор невысоких температур, если гидрокарбонатные воды не контактировали с известняками после охлаждения.

К сожалению, для парогазовых систем подходящие индикаторы отсутствуют из-за низкой подвижности участвующих в реакциях элементов. Наиболее приемлемым для последних, как считает Д. Уайт, является метод изотопного фракционирования между газами, причем вычисленные подземные температуры по ^{13}C для реакции взаимодействия между CH_4 и CO_2 обычно близки или выше наблюдаемых в резервуаре. Этот метод заслуживает дальнейшей разработки.

Получили широкое распространение эмпирические геотермометры, предложенные Р. Фурнье и У. Роу, Д. Уайтом [285], Р. Фурнье и А. Трусделлом [95], основанные на зависимости концентраций в воде кремнезема, Na, K, Ca от температур.

Кремнезем (в мг) находится с помощью кривой, строящейся по уравнению

$$T\,(^\circ C) = [1000/(4{,}424 - 0{,}905 \log SiO_2)] - 273{,}16. \qquad (190)$$

Второй геотермометр выражается уравнением

$$T\,(^\circ C) = [1640/(2{,}21 + \log K)] - 273{,}16, \qquad (191)$$

где $\log K = \log (Na/K) + \beta \log (\sqrt{Ca/Mg})$; β — эмпирическая константа, равная 1/3, если порода находится в равновесии с водой при температуре более 100°C, и 4/3, если последняя менее 100°C.

Содержание Na, K и Ca выражены в молях. Допускается, что их концентрации находятся в химическом равновесии с соответствующими минералами водовмещающих пород, а кремнезема — с осаждающимся кремнеземом на глубине.

Однако, как считает чешский исследователь Т. Пачес, если химическое равновесие системы «вода — порода» не достигнуто, результат химического взаимодействия Q будет отличаться от константы равновесия K, причем разность может быть выражена индексом неустойчивости $I = \log Q/K$ *. Он предлагает в опреде-

ленных случаях производить замену равновесного геотермометра Фурнье — Трусделла неравновесным

$$T\,(^{\circ}\mathrm{C}) = [1640/(2{,}21 + \log Q - I)] - 273{,}16, \qquad (192)$$

где Q рассчитывается по уравнению для вод K *. В водах, имеющих температуру ниже 75° С, как это отмечается для многих термоминеральных источников Европы, индекс неравновесия I линейно коррелируется с $\log PCO_2$, где P парциальное давление газа. В таком случае $I = -1{,}36 - 0{,}253 \log PCO_2$.

Расчеты температур подземных вод в пределах Богемского массива показали, что равновесное состояние между растворенными элементами и минералами не достигнуто, что позволило оценивать температуры на нижней границе циркуляции термальных вод менее 100° С.

М. Шоллер, оценивая геотермальные ресурсы главных термоминеральных зон Франции (Пиренеи, Центральный массив, Вогезы), основывался на геохимической и статистической обработке данных по 277 источникам. Эта обработка для всех трех зон базировалась на уравнениях $SiO_2 = f(t)$; $SiO_2 = f(Na+K)$ и $SiO_2 = f(Na+K, t)$. В результате выполненных исследований установлено: 1) наилучшую корреляционную связь для многих источников показывают первое и третье уравнения; 2) связь, устанавливаемая между растворимостью кремнезема (кварц, аморфный кремнезем) и температурой, выражается в действительности не прямой линией, а кривыми; 3) при температуре источников менее 100° С в расчетах по SiO_2 температуры и глубины, с которой поднимается вода, следует учитывать влияние содержания щелочей; 4) большое значение при расчетах имеет степень раскрытости трещин (зон нарушения), по которым происходит подъем термальных вод к участкам разгрузки.

Охлаждение воды при подъеме нарушает равновесие «кремнезем — температура» и приводит к неправильным решениям. Последнее подтверждено на примере источников в Ардеш, где в условиях пониженных температур и малых дебитов связи между содержанием SiO_2 и температурой не было установлено.

Исходя и этого, М. Шоллер [239] предложил новый геотермометр, который учитывает комплексное взаимодействие SiO_2, Na, K, Ca и Mg не только в термоминеральной воде, но и в минералах пород (силикаты, монтмориллонит, каолинит и др.). Выполненные расчеты с помощью введенных дополнительных коэффициентов показывают более высокие значения температур воды, чем таковые по классическим геотермометрам.

Ш. Фуийяк, П. Кейо, Л. Мерлива и др. на основании экспериментальных работ, проведенных во Франции, считают, что в условиях нормального распределения геотемператур, характерных для большинства стран Европы, прямой корреляции между подземными температурами и содержанием в термальной воде SiO_2 и щелочей не может быть. Химический состав термоминеральных вод в месте их выхода в большинстве случаев является результа-

том химических модификаций, происходящих в процессе охлаждения на той или иной глубине. В этих случаях происходит смешение с приповерхностными водами, возникновение нового химического равновесия при температурах, близких к таковым на выходе, и растворение минеральных компонентов вблизи поверхности вследствие повышенной агрессивности вод, обусловленной их охлаждением.

Измерение температуры термальных вод с помощью геотермометров получило широкое распространение в Исландии. Исследования, проводившиеся на низкотемпературных площадях юго-западной ее части, включали определения температур с помощью Na-K-Ca- и SiO_2-геотермометров. Последний, соответствующий равновесному состоянию между ионом кремния в термальной воде и халцедоном или кварцем, применялся для большинства термальных источников и скважин. Рассчитанные таким образом температуры до 40° С превышали наблюдаемые, в некоторых пробах перенасыщение оказалось более предполагаемого при 100° С. В этих случаях, в частности и для неглубоких скважин, такое перенасыщение рассматривается как результат охлаждения воды в верхней зоне из-за подмешивания холодных грунтовых вод или явления «всплеска» (flashing). Здесь значения по SiO_2-геотермометру более сложно соотносятся с подземными температурами, так как смешение двух типов вод приводит к изменению pH и перенасыщению воды халцедоном или кварцем при температуре смешения. Другими словами, эти факторы нарушают равновесное содержание ионного кремнезема в воде, что не имеет места при кондуктивном охлаждении.

Измерения с помощью Na-K-Ca-геотермометра показали бо́льшие отклонения от истинных температур, чем SiO_2-геотермометром. Это несоответствие также объясняется явлениями разбавления термальных вод холодными.

В Исландии предложен новый геотермометр, основанный на измерениях концентрации дейтерия в глубоких подземных водах и геотермальных газах. Предполагая, что равновесное состояние этого изотопа водорода в системе «вода — растворенный газообразный водород», установившееся в процессе циркуляции, остается неизменным при их движении к поверхности и охлаждении, данный метод позволяет вычислить константу равновесия и соответствующую начальную температуру. Сравнение данных, полученных замерами в скважинах и по SiO_2-геотермометру дали обнадеживающие результаты. Преимуществом этого метода, хотя и требующего дальнейших проверок в различных районах, является гораздо меньшая скорость изотопного обмена по сравнению с реакциями в других, указанных выше, химических геотермометрах и, следовательно, более точные расчетные данные о начальных температурах соответствующих геотермальных систем [25].

Изучение термоминеральных вод в северо-западной Тоскане, Италии [91], к северу от р. Арно, с помощью геотермометрии показало, что температура воды в подземных резервуарах для раз-

ных групп источников (Монтекатини, Сен-Дулиано, Аньяно и др.) не превышает 100° С. Последнее, как считают авторы, свидетельствует об отсутствии в этом районе геотермальной аномалии и о наличии глубокой (до 3500 м) циркуляции воды при обычном геотермальном градиенте. Последнее вполне реально, если учесть, что глубины складчатого фундамента в этом районе достигают 2000 м, а отметки гористого рельефа имеют превышение до 1500 м.

Теоретические основы использования геотермометров были опубликованы в работе [95], хотя практическое применение их началось еще до 1970 г. На Международном симпозиуме в Пизе Р. Фурнье названные индикаторы объединил в четыре группы (табл. 5).

Все индикаторы имеют определенные пределы использования. Так, первый из них, не зависящий от данной (локальной) минеральной среды и давления газа, весьма легко реагирует на явления разбавления подземных вод. На щелочные геотермометры оказывают влияние окружающая минеральная среда и реакции комплексообразования в водах. На карбонатно-хлоридный коэффициент интенсивно влияет наличие CO_2, и, наконец, относительные концентрации летучих компонентов в термальных водах могут быть затушеваны в пределах высоконапорных гидросистем.

Детальные геохимические исследования, проведенные в Йеллоустонском национальном парке США [95], показали, что особенности геологического строения и геотермальных условий его очень благоприятны для оценки температур с помощью указанных индикаторов, среди которых наиболее эффективным оказался SiO_2-геотермометр.

Значение $Cl/(HCO_3+CO_3)$ оказалось перспективным для выявления связи термального источника с питающим или питающими его водоносными горизонтами, а также для определения наличия смешения глубоких и приповерхностных вод. Применение величины Na/K для данного района оказалось недостаточно успешным в связи с интенсивно протекающими ионообменными реакциями в системе «вода — порода», включая цеолитообразование.

Таблица 5

Индикатор	Доминирующий процесс
SiO_2-геотермометр	Растворение — осаждение
Соотношения между щелочными элементами (катионные геотермометры)	Ионный обмен
$Cl/(HCO_3+CO_3)$	Изменение пород под воздействием растворенного CO_2
Относительная концентрация летучих веществ в водах источников	Разделение (фракционирование) благодаря подземному кипению

Графическая форма расчета температур по кремниевым и щелочным геотермометрам, предложенная Д. Уайтом и позднее усовершенствованная Р. Фурнье и А. Трусделлом [96], является одной из наиболее приемлемых.

Следует отметить, что расчеты по Na/K- и Na-K-Ca-геотермометрам неприемлемы для субмаринных геотермальных систем, как это было убедительно показано на примере Гавайских островов, что объясняется воздействием интрузий морской воды. Даже небольшой привнос последней приводит к изменению количества катионов Na, K, Ca в термальной воде и, следовательно, является препятствием для точных расчетов.

Уравнение для расчета подземных температур (в °C) с помощью основных геотермометров, по Р. Фурнье и А. Трусделлу [95, 96], приведены ниже.

1. Si-геотермометр (SiO_2, мг):

а) кварц, адиабатическое охлаждение (±2 °C при 125—275 °C):

$$t = \frac{1533{,}5}{5{,}768 - \log SiO_2} - 273{,}15;$$

б) кварц, кондуктивное охлаждение (±0,5 °C при 125—250 °C):

$$t = \frac{1315}{5{,}205 - \log SiO_2} - 273{,}15;$$

в) халцедон, кондуктивное охлаждение:

$$t = \frac{1015{,}1}{4{,}655 - \log SiO_2} - 273{,}15.$$

2. Na/K-геотермометр (Na, K, мг)

$$t = \frac{855{,}6}{\log (Na/K) + 0{,}8573} - 273{,}15 \ (\pm 2°C \text{ при } 100 - 275°C);$$

$$t = \frac{777}{\log (Na + K) + 0{,}7} - 273{,}15.$$

3. Na-K-Ca-геотермометр (Na, K, Ca, моль/л)

$$t = \frac{1647}{\log (Na + K) + \beta \log (\sqrt{Ca}/Na) + 2{,}24} - 273{,}15;$$

$$\beta = 4/3 \text{ для } \sqrt{Ca} + Na > 1 \text{ и } t < 100°C;$$

$$\beta = 1/3 \text{ для } \sqrt{Ca} + Na < 1 \text{ и } t > 100°C.$$

Кроме описанных, в практике нашли применение и другие, в частности, качественные геотермометры, к которым относятся газовый, летучие компоненты и др. Наиболее эффективны эти геотермометры при предварительных изысканиях на крупных геотермальных площадях, особенно не имеющих значительных поверхностных проявлений. Так, исследование площадной разгрузки газов применялось для установления зон подъема гидротермальных растворов в Кении, где проявлений разгрузки термальных вод мало. Новейшие исследования с помощью чувствительных аналитических методов показали, что в геотермальных районах происходит накопление некоторых летучих компонентов (ртути, гелия,

мышьяка, бора, лития) в почвенных газах и измененных породах. Эти подвижные компоненты, отделяясь от потоков геотермальных флюидов и накапливаясь в почвах и поверхностных породах, указывают на наличие на глубине гидротермальных систем. Например, для Центральной Италии такими качественными индикаторами считаются литий и бор; для районов Уайракей — мышьяк.

Косвенными геотермометрами служат редкие газы: He, Ne, Ar, Kr, Xe, которые могут помочь в определении источника питания геотермальной системы и в какой-то мере определить механизм потери пара. Все они, за исключением гелия, не встречаются в породах и имеют атмосферное происхождение. Однако распределение их между жидкой и газовой фазами зависит от температуры в резервуаре, в связи с этим наличие их в термальных водах, не нагревавшихся выше 100° С, позволяет определять температуру их последнего равновесного с атмосферным состоянием. В системах, где имеет место кипение термальных вод, водная фаза обеднена редкими газами.

Такие изотопы газов, как ^4He и ^{40}Ar, возникающие при радиоактивном распаде пород, позволяют судить о скорости движения воды через систему, хотя в целом происхождение и поведение ^{40}Ar в геотермальных системах требует детального изучения. Что касается ^3He, то обогащенность им вод и пород, как это было установлено вблизи зон раздвигов, указывает на привнос его из мантии (учитывая, что ^3He теряется из земной коры и атмосферы быстрее, чем ^4He). Однако присутствие ^3He в геотермальных флюидах не дает однозначного подтверждения соответствующего генезиса других компонентов.

Следует упомянуть, наконец, о предложении использовать в качестве геотермометра соотношение «альбит — анортит» для геотермальных площадей в зонах развития гранитов. Разработка методики его применения пока находится на начальной стадии.

Кроме описанных методов геотермометрии, в ряде стран используют и другие, позволяющие решать более частные вопросы. Например, в целях более полной характеристики азотных терм, широко развитых на территории Болгарии, проводились широкие геохимические исследования, с помощью таких редких микрокомпонентов, как ванадий, бериллий и гелий. В отличие от других типов минеральных вод, для азотных терм рекомендуется использовать новые генетические коэффициенты: Li/Ga, Mo/Li, W/Mo, Mo/V, W/V.

Методика определения CO_2 в почвенном воздухе как поискового критерия на углекислые минеральные воды уже в течение многих лет применяется в Польше, где она оказалась весьма эффективной, так как удалось установить факторы, влияющие на образование аномалий CO_2: направления движения вод и эффект экранирования углекислого газа водонепроницаемыми глинами.

В Чехословакии этот метод использовался при разведке углекислых минеральных вод на шести месторождениях. Почвенный воздух отбирался с глубины 0,5—1,0 м. Аномальные содержания

CO_2 в воздухе или подземных водах возникают там, где имеет место подъем углекислых минеральных вод или струй газа. Площади таких аномалий обычно невелики (несколько квадратных метров). Аналогичные газометрические методы (совместно с геохимическими и термометрическими) использовались для поисков скрытых минеральных вод в районе курорта Бардейон (Словакия).

Изотопные методы. Эти методы получили широкое распространение во многих странах, но особенно в технически высокоразвитых и обладающих значительными ресурсами минеральных и термальных вод.

Природные изотопы используются главным образом для определения генезиса и возраста подземных вод, направления их движения, для установления соотношения «термальная вода — пар», пористости и трещиноватости водоносного горизонта и т. д.

Наиболее широко изотопные методы исследований используются для определения возраста и генезиса минеральных и термальных вод. Так, в районе Бадгастейн (Австрия), по содержанию трития и углерода-14 установлено, что термальные воды имеют смешанное происхождение — частично инфильтрационное, частично ювенильное. В Южной Словакии и Северной Венгрии для установления генезиса углекислых минеральных вод применялся радиоуглеродный метод. Проведенные исследования показали, что углекислый газ в этих водах имеет глубинное происхождение и связан с термометаморфизмом карбонатных пород, происходящим под воздействием пронизывающих их интрузий.

В северной части Польши изотопы кислорода, водорода и серы использовались для изучения генезиса хлоридных натриевых рассолов, широко распространенных в этом регионе. Удалось установить, что рассолы сформировались в результате седиментационных и инфильтрационных вод, которые при просачивании растворяли водовмещающие породы.

Анализ изотопного состава серы в подземных водах мезозойских отложений Куявско-Поморского вала позволил установить их генезис. Минеральные воды верхнего мела Меховской мульды содержат сульфаты, обогащенные ^{34}S. Одновременно отмечаются повышенные значения этого изотопа в малосульфатных водах верхней юры, что указывает на связь вод верхнего мела с реликтовыми водами юры или, возможно, с более древними, сульфаты которых подверглись восстановлению на ранних этапах диагенеза.

Изотопные исследования, проведенные в Судетах, показали, что термальные воды источника Цеплице и других содержат примесь молодых метеорных вод в количестве до 10% и более [254].

Минеральные воды в Лардерелло (Италия) по изотопам водорода и кислорода определяются как генетически связанные с метеорными водами, циркулирующими на значительных глубинах, где происходит изотопный обмен кислорода воды с кислородом пород и CO_2 [93]. Более поздними исследованиями изо-

топного состава воды установлено, что источником поступления сульфатов является комплекс эвапоритовых отложений верхнего триаса, откуда они выносятся циркулирующими по трещинам восходящими потоками нагретых на глубине вод. Таким образом, применение изотопных методов способствовало установлению взаимосвязи пара в подземном резервуаре с термальными водами и позволило проследить эволюцию геотермального поля.

Методы изотопного анализа широко распространены в Японии. Они применяются для изучения процессов рудообразования [9], прогнозирования режима минеральных источников и гейзеров и, конечно, как и в других странах, для изучения генезиса подземных вод. Такие исследования были проведены, в частности, на месторождении Иобан (префектура Фукусима). Они заключались в установлении распределения в водоносных горизонтах радиоактивного углерода. В результате выполненных исследований удалось показать, что распространенные здесь высокоминерализованные воды являются производными морских, а предполагавшаяся ранее связь их с вулканической деятельностью не подтвердилась. Исследования, проведенные тем же методом на минеральных водах и газах источника Беппу (о. Кюсю), позволили установить генезис минеральных вод и пути их движения.

Х. Крейг [64] с помощью стабильных изотопов водорода и кислорода изучал генезис минеральных и термальных вод ряда геотермальных систем и пришел к заключению, что воды их имеют атмосферное происхождение, но, проникая по разломам на большие глубины, нагреваются. Для большинства геотермальных систем содержание дейтрия почти равно содержанию его в поверхностной воде данного района. Более высокое содержание в них кислорода-18 является результатом реакций обмена в системе «вода — порода» при высоких температурах.

Исследования перегретого пара в геотермальных системах с помощью изотопов и их соотношений — D/H и $^{18}O/^{16}O$, содержащихся в воде и паре различных площадей, подтверждают его атмосферное происхождение. Все остальные гипотезы, относительно его генезиса, а именно магматическая, сверхзвуковые скорости отделения пара от жидкой фазы и другие являются, по мнению Х. Крейга, несостоятельными. Как показали исследования по тритию и радиоактивному углероду, различное соотношение пара и воды в геотермальных областях, характеризующихся к тому же неодинаковым химическим обликом, отражается в разных циркуляционных скоростях флюидов.

В более поздней работе, касающейся генезиса высококонцентрированных термальных рассолов Солтон-Си (Калифорния), Х. Крейг с помощью изотопного анализа подземных вод с минерализацией от 0,5 до 100 г/л, установил, что основным источником этих рассолов, минерализация которых на глубине достигает 250 г/л, являются атмосферные осадки и воды р. Колорадо, которые, проникая на большие глубины, интенсивно выщелачивают соленосные породы.

Аналогичные работы с помощью стабильных изотопов проводились на многих других геотермальных площадях США. Так, например, изучение термальных источников в Лонг-Вэлли (Калифорния) позволило установить, что часть источников является смесью глубинных термальных вод с поверхностными, а часть — смесью охлажденных пресных и термальных вод, состав которых изменился в процессе выщелачивания пород.

Широкий комплекс работ с применением радиоактивных методов проведен при изучении геотермальной площади Эль-Татио (Чили). Она приурочена к кайнозойским вулканогенным породам, и издавна известные проявления активности ее представлены гейзерами, фумаролами, грязевыми котлами и вулканами и др. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 7,9—14,2 г/кг, из микрокомпонентов в них установлены (мг/кг): цезий 15; мышьяк 40—50; литий 45; рубидий 10. На площади скважиной вскрыты кислые рассолы с содержанием Cl 180—190 г/кг, pH=2 и t 180—200°C.

Содержание дейтерия и кислорода-18 в воде источников, а также геолого-гидрогеологические и геофизические данные указывают на тесную связь термальных вод с местными метеорными водами. Последние, выпадая на склонах гор в 15—20 км от месторождения, по тектоническим нарушениям опускаются на глубину, где под влиянием местного магматического очага нагреваются. Анализ данных по тритию позволил определить цикл водообмена, который составляет всего 15—17 лет при скорости движения вод в трещиноватых породах около 1 км/год [67].

Возраст термоминеральных вод с применением изотопных методов определялся в двух случаях — в районе курорта Бадгастейн (Австрия) и в Судетах. В первом случае использовали содержание в воде трития и углерода-14. Возраст ее оказался равным 3,8—4,7 тыс. лет. В Судетах определения производились лишь по углероду-14. В одном из источников (Цеплице) возраст воды составил 21—28 тыс. лет (верхний плейстоцен), в другом (Лендек) около 10—12 тыс. лет (голоцен).

При изучении радиоактивных источников округа Кинки (Япония), выходящих в зоне дробления гранитов на контакте с метаморфическими породами, с помощью изотопов свинца и висмута-214 была установлена глубина обогащения подземных вод радоном, что позволило составить расчетную формулу для определения скорости их движения через радийсодержащие пески.

Радон в настоящее время считается одним из перспективных индикаторов при изучении геотермальных площадей. Концентрация радона в геотермальных флюидах, как известно, зависит от степени эманирования пород, объема водопроводящих пор или трещин, а также из-за короткого полураспада (3,8 дня), от времени движения флюида от радиоактивной породы к земной поверхности. Она варьирует не только в зависимости от типа резервуара, но и по отдельным скважинам в пределах геотермальной площади. Наблюдения за изменением содержания радона

позволяют установить изменение естественной пористости или трещиноватости пород при проведении долговременных откачек из скважин.

Наконец, в Японии изотопные методы широко применяются при исследованиях геотермальных площадей для определения в резервуаре отношения «термальная вода — пар» в зависимости от температуры, а также для установления подземных температур. Для решения первой задачи используется отношение $^{13}C/^{12}C$ в метане и углекислом газе, а для второй — изотопы серы.

Геофизические методы. Среди вошедших в практику геофизических методов разведки, широко применяющихся при исследованиях термоминеральных вод и геотермальных ресурсов, следует отметить грави- и магнитометрическую съемки, магнитотеллурическое зондирование, в том числе в диапазоне звуковых частот, метод сейсмических шумов, микросейсмическую съемку, дистанционные методы — аэро- и космическую инфракрасную съемки и др. Каждый из методов, как показывает обширная информация, дает определенные сведения о геотермальной площади, комплекс же методов вместе с геологическими, геохимическими и буровыми данными позволяет нам более полно судить о ее параметрах и ресурсах.

В ФРГ уже достаточно давно пропагандируется применение геофизических методов при поисках месторождений минеральных вод. По данным К. Зауэра использование сейсморазведки в окрестностях городов Беллинген, Герренальб и Фрейберг позволило удачно осуществить буровые работы на минеральные воды. Перспективна термосъемка, применяемая для локализации аномальных участков нагретых пород. Она с большим успехом применялась в окрестностях городов Либенцелле, Вильдбад и Баденвейлер, где сопровождалась одновременным измерением содержания в почвенном воздухе свободного углекислого газа для обнаружения следов наличия на глубине углекислоты или магматической деятельности.

В Греции наряду с изотопными исследованиями применялись такие новые методы поисков термальных вод как термо-инфракрасная аэросъемка и экспресс-съемка грунтов портативным инфракрасным радиометром, позволяющим надежно оконтурить тепловые аномалии.

При геотермальных исследованиях хорошо зарекомендовал себя магнитно-теллурический метод с разрешающей способностью по экспоненте (МТ —5— ЕХ), применявшийся в Италии, США, Гваделупе и др. По сравнению с классическими методами электрозондирования, он имеет следующие преимущества: большую глубинность, точность при определении контура термоаномалии, более простые полевые исследования. Кроме того, с его помощью определяется генезис развитых на участке аномалии пород (вулканогенные или осадочные) и характер самой геотермальной аномалии (термальные воды или пар).

В Исландии магнитно-теллурический метод позволил решить некоторые вопросы широкого плана, в частности, связанные с расширением морского дна, и обусловленные этими процессами особенности распределения тепла. Серия проведенных магнитно-теллурических зондирований помогла сделать важные выводы о наличии в этом регионе общего повышения температуры в пределах верхней мантии и о развитии широких зон, где в основание коры активно внедряется расплавленная магма. Обнаружены резко выраженные аномалии шириной в несколько километров, где породы отличаются высокой теплопроводностью, обусловленной интенсивной гидротермальной активностью. Названные условия способствуют постоянному во времени формированию геотермальных ресурсов. Результаты исследований оказались весьма обнадеживающими и позволяют применять этот метод в других районах, где расширение земной коры является доминирующим региональным тектоническим процессом (Восточная Африка, Северная Америка).

В Италии при исследованиях термальных вод использовали космические снимки, сделанные с американских спутников типа ERTS [35]. С помощью снимков была установлена и уточнена связь между поверхностными проявлениями термальных вод и тектоникой региона в целом. Было доказано, что свыше 80% всех термальных источников расположены в зонах нарушений, причем установлено существование специфических «горячих» линейных зон (Hot lineations), в которых особенно велико число геотермальных проявлений. Составленная на базе анализа космических снимков карта отражает связь тектонических линейных структур с геотермальными проявлениями и плиоцен-четвертичными вулканическими центрами. При общем количестве термальных источников в Италии (около 700) и большом их разбросе они встречаются наиболее часто в западной половине Аппенин и на островах в «горячих» зонах, протягивающихся в Западной Италии вплоть до Сицилии. Здесь расположены Лардерелло, Монте-Амиата, Травале. Именно вдоль Западной Италии имеет место субдукция Африканской плиты под Тирренское море.

Проведенными на территории Японии в последние годы гравиметрическими исследованиями выявлено 30 перспективных геотермальных площадей, заслуживающих проведения более детальных работ. Выполнявшиеся параллельно с этими исследованиями измерения теплового потока, который можно в первом приближении рассматривать как величину геотермического потенциала, позволили более детально оценить геотермальные ресурсы многих геотермальных площадей. Указанный потенциал для района Курикома, слагающийся из тепла термальных источников, скважин, вскрывших пар и «парящих» площадей, оценивается в 78,2 МВт.

Для наблюдений за геотермальными проявлениями специфического характера (извержения вулканов, гейзеры) в тех случаях, когда невозможно приблизиться к объекту или контакт с ним

опасен и т. д., японскими учеными создана новая аппаратура — инфракрасный термометр ER-2002 и инфракрасная термокамера Сапон СТ-4В. К достоинствам этой аппаратуры относится возможность быстрого измерения температуры геотермальных проявлений на поверхности без непосредственного контакта с ними. В геотермальных районах объектами таких измерений являются активные фумаролы, грязевые вулканы, горячие озерки, гейзеры, высокотемпературные источники, кратеры вулканов, тепловые аномалии вдоль измененных зон (hot ground) и т. д. Пределы определения температуры различными приборами колеблются от 0 до +75° С и от —20 до 1850° С, чувствительность названных приборов соответственно 0,1—0,2 и 0,12—2,0° С.

Исследования, связанные с изучением и применением геотермальной энергии в ряде стран Африки, в первую очередь сводились к выявлению перспективных на получение этой энергии площадей. Дальнейшие работы велись более целенаправленно, с применением геофизических и геохимических методов. Так, в Кении комплекс работ по программе ООН на трех геотермальных площадях в Рифт-Валли — Олкариа около оз. Наиваша, Эбурру около оз. Элементейта и оз. Ханнингтон включал аэросъемку, гравиразведку, инфракрасную съемку, термосъемку грунтов на глубину 1 м и гидрохимическую съемку. По данным щелочного и кремниевого геотермометров, глубинные температуры в Олкариа могут достигать 270° С.

Детальные работы в пределах геотермальной площади Семпая около оз. Китагата (Уганда) включали электрозондирование и метод MEQ (микросейс); последний, применявшийся ранее в Исландии, Сальвадоре и США, дал хорошие результаты. Считается, что данный метод хорошо помогает установить региональные и локальные тектонические подвижки вдоль зон нарушений, приводящие к возникновению новых путей для циркуляции геотермальных флюидов.

С помощью геофизических методов была сделана первая попытка оценить геотермальный потенциал осадочного бассейна Южной Нигерии. Построенная для этого района карта геоизотерм и проведенные расчеты градиентов показали бесперспективность поисков указанных ресурсов в дельте р. Нигера при одновременной возможности их вскрытия в меловых отложениях грабена Нижнего Нигера. Работы по геотермальной площади Семпая позволили уточнить распространение подземных резервуаров, пути движения геотермальных флюидов и условия их разгрузки. Этими исследованиями установлено, что наибольшие значения сопротивлений характерны для участков смешения холодных и термальных вод, в результате чего происходит выпадение известкового туфа и кремнезема и цементация пород. Этот процесс может служить причиной смещения выходов термальных источников Мумбуга к западу от эскарпа Бвамби и зоны разлома. Слой с наименьшим сопротивлением может заключать в себе небольшой вторичный резервуар термальных вод.

* *
*

Обзор состояния разработки проблемы минеральных и термальных вод за рубежом показывает, что изучению их за последние 10—15 лет стало уделяться значительно больше внимания. Достигнутые в этом отношении успехи нашли отражение в многочисленных статьях, обзорах, картах. Результаты исследований докладывались на международных и региональных конгрессах и симпозиумах (Пиза, 1970; Бухарест, 1974; Сан-Франциско, 1975; Афины, 1976; Цеплице, 1978). Разработаны геохимические, геофизические и изотопные методы изучения минеральных и термальных вод, широко применяется аэро- и космическая съемка, в совокупности позволившие решать вопросы генезиса и возраста этих вод, особенностей формирования месторождений. Несомненные успехи достигнуты в оценке ресурсов термальных вод, пригодных для использования в различных отраслях хозяйства. Среди трудов, посвященных разработке названных вопросов, работы К. Крейга, Д. Уайта, А. Эллиса, П. Маффлера, А. Трусделла, У. Махона и др.

Региональные закономерности распространения минеральных и термальных вод изучаются с помощью составления различных по содержанию и масштабам карт, предпринятого многими странами в индивидуальном порядке и в содружестве друг с другом. Удачным примером сотрудничества в этой области является карта минеральных и термальных вод Европы, в составлении которой участвовали все страны этого региона.

В оценке ресурсов термальных вод за рубежом наметился качественно новый подход, вытекающий из представлений глобальной тектоники. В соответствии с этими представлениями П. Маффлер [189] разделил источники возможного получения ресурсов геотермальной энергии земного шара на два класса: связанные с молодыми интрузиями в верхней части земной коры и не связанные с ними. В первом классе в свою очередь выделяются три типа таких ресурсов — магма, нагретые сухие породы и конвективные гидротермальные системы. Во втором классе намечается четыре типа: в породах с низкой пористостью и кондуктивностью; то же, но с наличием циркуляции метеорных вод; в породах с высокой пористостью при гидростатическом давлении; то же, но при давлении, превышающем гидростатическое.

Руководствуясь гипотезой тектоники плит П. Маффлер пришел к заключению, что наиболее значительные геотермальные ресурсы, связанные с интрузиями магмы, можно встретить в зонах раздвигающихся плит, субдукции и в аномальных участках плавления внутри плит. Геотермальные ресурсы, обусловленные кондуктивным режимом тепла в земной коре, можно ожидать повсюду.

Размещение основных высокотемпературных конвективных гидротермальных систем показано на рис. 18. Примером формирования ресурсов термальных вод, связанных со срединноокеани-

ческими хребтами, служит Исландия, с зонами субдукции — Гималаи и западное побережье Южной Америки, с зонами аномального плавления — Гаваи и Йеллоустон.

Наиболее изучены и рентабельны для использования в практических целях гидротермальные системы глубоких артезианских бассейнов (Паннонского) и такие же структуры с давлением, превышающим гидростатическое (побережье Мексиканского залива, дельта р. Нигера). Возникновение таких давлений обусловлено не только тектоническими особенностями строения бассейнов (быстрым опусканием и соответственно большей мощностью осадочных пород), но и наличием в них мощных глинистых перекрытий, действующих как термоизоляторы. Удаление из глин в процессе диагенетической консолидации дегидратационной воды в песчаные коллекторы способствует интенсивному росту давления в последних.

В настоящее время в связи с перспективой расширения энергетического кризиса многие страны уделяют большое внимание использованию гидротермальных ресурсов для получения электроэнергии, в коммунальном и сельском хозяйстве.

В табл. 6 приводятся данные об основных ГеоТЭС, находящихся в эксплуатации или планируемых к вводу в действие.

Зарубежные исследователи считают, что в дальнейшем получение электроэнергии возможно за счет освоения тепла нагретых пород, горячих геотермальных растворов и магматических систем. В Лос-Аламосе (США) проводятся экспериментальные исследования по созданию искусственного геотермального месторождения и работающей на его базе ГеоТЭС. Ведутся исследовательские работы по извлечению тепла из магматических систем на Гавайских островах.

Большое внимание в зарубежных странах, получающих геотермальную энергию, уделяется вопросам влияния теплоэнергосистем на окружающую среду. Возникающие при этом отрицательные явления: шум, запах, наличие значительных количеств солей и микрокомпонентов в отработанных водах и, следовательно, опасность загрязнения ими поверхностных и подземных вод, а также опасность проседания грунтов, как правило, устраняются. В частности, во избежание загрязнения водотоков отработанные воды закачиваются в глубокие водоносные горизонты, как это, например, имеет место в Италии, Сальвадоре, США, Японии.

Вместе с тем нельзя не отметить, что некоторые вопросы рассмотренной проблемы минеральных и термальных вод в зарубежных странах или совсем не решены или решены не полностью. Так, например, до сих пор нет единого мнения о понятии «минеральная вода», отсутствуют научно обоснованные классификации минеральных и термальных вод, большинство стран не имеют карт этих вод, мало также региональных исследований, посвященных характеристике общих закономерностей их распространения и формирования.

Таблица 6

Местоположение	Состав (возраст) продуктивных пород	Средняя (максимальная) глубина скважины, м	Средняя (максимальная) температура, °С	Тип разгрузки (П — пар, В — вода)	Общая минерализация, г/кг	Общая мощность, тыс. кВт			
						по 82		по 29	
						действующие	планируемые	действующие	планируемые
				Чили					
Эль-Татио	Риолиты, андезиты (Q, N+P), осадочные породы (MZ)	650 (900)	230 (260)	П + В	15	—	15	—	—
				Сальвадор					
Ауачапан	Андезиты (Q)	1000 (1400)	230 (250)	„	20	30	50	60	30
				Исландия					
Намафьялл	Базальты (Q)	1000 (1400)	250 (280)	„	1,0	2,5	—	2,5	—
Крафла	„	—	—	—	—	—	—	—	55—60
				Италия					
Лардерелло	Карбонаты и эвапориты (T+J)	600 (1600)	200 (260)	П	—	406	—	398	Увеличение на 46
Монте-Амиата	То же Вулканиты (Q)	750 (1500)	170 (190)	П (+В)	—	25	—	22	—
				Япония					
Мацукава (о-в Хонсю)	Андезиты (Q) Песчаники (N)	1000 (15 000)	220 (270)	П	—	20	—	22	68
То же	Андезиты (Q)	500 (1500)	230 (250)	П + В	2,5	11	—	13	—
Отаке (о-в Кюсю)									
Хатимантай	Андезиты, дациты (Q)	800 (1700)	— (200)	„	—	10	—	10	—

Хачобару (о-в Кюсю)	Андезиты (Q)	1000	250 (300)	»	5,5	—	50	—	50
Оникобе (о-в Кюсю)	Андезиты, дациты (Q)	300	—	П (неглубокий) + В (глубокий)	1,5	—	20	25	—
				Мексика					
Серро-Прието	Песчаники, сланцы, граниты	800 (2600)	300 (370)	П + В	17	75	75	75	75
				Новая Зеландия					
Уайракей	Риолиты, андезиты (Q)	800 (2300)	230 (260)	»	4,5	192	—	192	—
Каверау	То же	800 (1100)	250 (285)	»	3,5	10	—	10	—
Бродлендс	» »	1100 (2420)	255 (300)	»	4	—	100	—	150
				Филиппины					
Тиви (о-в Лузон)	Андезиты (Q)	920 (2300)	—	П + В	—	—	10,5	—	100
				Турция					
Кызылдере	Песчаники, известняки (N), сланцы (PZ	700 (1000)	190 (220)	»	5	—	10	0,5	2,5
				США					
Гейзеры	Граувакки, сланцы, базальты (J+K)	1500 (2900)	250 (285)	П	—	600	300	502	165
				СССР					
Паужетка	Андезиты, дациты, риолиты (Q)	— (800)	185 (200)	П+В	3	5	7	5	—

ИСКУССТВЕННОЕ ВОСПОЛНЕНИЕ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В последние годы внимание ученых зарубежных стран все больше и больше привлекает проблема искусственного восполнения запасов подземных вод. Указанная проблема в узком смысле рассматривает возможность перевода части поверхностных вод в подземные с помощью специальных инфильтрационных устройств, а в широком плане она предусматривает решение задачи комплексного регулирования водных ресурсов в рамках крупных естественных бассейнов с целью рационального использования, сохранения и воспроизводства подземных вод как ценного полезного ископаемого.

Искусственное восполнение запасов подземных вод позволяет решать следующие задачи:

— увеличение эксплуатационных запасов месторождений подземных вод;

— восстановление истощенных чрезмерной эксплуатацией водоносных горизонтов и создание оптимальных условий эксплуатации подземных вод;

— создание компактных водозаборов с целью экономии площадей для их размещения и уменьшения затрат на строительство коммуникаций и водозаборных сооружений;

— использование подземных емкостей для искусственного регулирования водопотребления, особенно в районах с недостаточными водными ресурсами;

— улучшение качества подземных вод, используемых для водоснабжения на действующих водозаборах;

— создание заградительных барьеров для охраны пресных подземных вод от вторжения морских, высокоминерализованных, а также загрязненных сточных вод.

Существуют два метода искусственного восполнения запасов подземных вод.

По первому, наиболее распространенному, методу восполнение запасов грунтовых вод осуществляется с помощью открытых инфильтрационных сооружений или через естественные понижения рельефа. К таким сооружениям относятся специально построенные бассейны, траншеи, канавы, котлованы, каналы, а к естественным понижениям — балки, овраги, котловины.

По второму методу восполнение запасов подземных вод осуществляется нагнетанием или закачкой поверхностных вод в водоносный горизонт с помощью закрытых инфильтрационных сооружений. Этот метод применяется при глубоком залегании грунтовых вод и при закачке в напорные водоносные горизонты, а также в связи с необходимостью создания барьеров, предохраняющих

от проникновения в прибрежные районы соленых вод морей и океанов, а иногда и загрязненных сточных вод.

Разнообразные природные условия определяют различные варианты технических решений для перевода поверхностных вод в подземные. В практике большинства стран применяется метод свободной инфильтрации из открытых сооружений, в связи с тем, что он не требует тщательной предварительной подготовки поверхностной воды и, кроме того, способствует улучшению качества ее в процессе инфильтрации в зоне аэрации. Важным преимуществом этого метода является также и то, что открытые инфильтрационные устройства легко доступны для осмотра и восстановления фильтрационных свойств грунтов и позволяют наиболее полно осуществлять регулирование всей системы искусственного восполнения. К недостаткам указанного метода относятся зависимость его от климатических условий и необходимость использования значительных площадей для размещения инфильтрационных устройств. Наоборот, закрытые инфильтрационные сооружения (скважины, шурфы, шахты, галереи и т. п.) не требуют больших площадей для размещения, но применение их на практике ограничено вследствие высокой стоимости, относительно небольшой емкости и необходимости тщательной предварительной очистки нагнетаемой воды. Даже при небольшой мутности последней (до 5 мг/л) происходит резкое уменьшение дебита поглощения скважин.

Системы устройств для восполнения запасов подземных вод включают водоносный горизонт (или подземную емкость), инфильтрационные сооружения, источник восполнения и водозабор для искусственных и естественных подземных вод. В связи с этим размеры систем восполнения могут колебаться от небольших станций, площадью в несколько гектаров с расходом воды, исчисляемым сотнями кубических метров в сутки до громадных комплексов, охватывающих крупные естественные бассейны с расходом воды, составляющем десятки миллиардов кубических метров в год. Режим работы систем может быть различен. При одном режиме откачка подземных вод и нагнетание поверхностных вод могут осуществляться одновременно, при другом — восполнение ресурсов подземных вод может производиться в наиболее благоприятный для этого период, а извлечение их из недр в период, когда в них будет ощущаться недостаток.

Проблема искусственного восполнения запасов подземных вод рассматривалась на международных конференциях в 1967, 1971 и 1973 гг. На этих конференциях [47] подчеркивалась ее актуальность, особенно в связи с резким истощением в ряде стран ресурсов подземных вод и указывалось, что успешное решение проблемы возможно лишь совместными усилиями гидрогеологов, гидрологов, геохимиков, биологов, экономистов и других специалистов.

Среди многочисленных зарубежных публикаций по проблеме путеводителем может являться аннотированная библиография Г. Кнаппа на 1973 г. Сведения об установках по искусственному

восполнению запасов подземных вод приводятся в обзоре Международной ассоциации научной гидрологии.

Некоторые особенности искусственного восполнения запасов подземных вод. Искусственное восполнение запасов подземных вод, получившее широкое распространение во многих странах мира с различной природно-климатической обстановкой, требует определенных благоприятных условий. Поэтому при выборе участков для восполнения необходимо предварительное изучение их, особенно гидрогеологических, гидрологических и климатических условий.

Для восполнения запасов подземных вод используется поверхностный (ливневый) сток, а также речные и озерные воды. Аккумуляция временного поверхностного стока характерна для аридных районов земного шара. Значительные масштабы использования ливневых вод отмечаются в США, в некоторых странах Азии, в Австралии, где для их задержания построены небольшие плотины.

Существенным источником искусственного питания подземных вод служат также сточные воды городов и промышленных предприятий, объем которых постоянно увеличивается. Для восполнения подземных вод используются все виды этих стоков, за исключением тех, в которых находятся токсичные компоненты (цианиды, фенол, мышьяк, ртуть, радиоактивные и другие вещества). Наиболее применимы так называемые условно чистые (слабо загрязненные) сточные воды, в первую очередь воды после охлаждения тепловых агрегатов и кондиционирования воздуха. В Великобритании и США соответственно в 1945 и 1953 гг. приняты законы о возвращении воды после кондиционирования в эксплуатируемые водоносные горизонты.

Используемые для восполнения воды должны удовлетворять определенным требованиям. Важнейшими показателями качества воды является ее мутность и санитарно-бактериологическая характеристика.

Климатические условия, как отмечалось выше, влияют на работу инфильтрационных сооружений. В аридной зоне, где основным источником восполнения запасов подземных вод являются атмосферные осадки, выпадающие в определенное время года, работа этих сооружений носит периодический характер. Периодической она является и в районах с суровым климатом, когда источники восполнения зимой могут замерзать или переохлаждаться. Например, на инфильтрационных бассейнах ГДР летом скорость фильтрации достигает 4 м/сут, а зимой, очевидно, в связи с охлаждением нагнетаемой воды и увеличением ее плотности, она снижается до 1 м/сут. Подобное явление отмечается и в районе Великих равнин США, где в зимнее время, по тем же причинам, удельное поглощение скважин уменьшается от 21,5 до 15 $м^3$/ч.

В зарубежной литературе методические указания или руководства по проведению гидрогеологических исследований в связи с искусственным восполнением запасов подземных вод отсутствуют.

В некоторых работах приводятся лишь отрывочные сведения о геологическом строении участков восполнения и исследованиях, которые проводились в связи с этим. В США какие-либо предварительные гидрогеологические исследования на указанных участках, как правило, не проводятся, там сразу осуществляется полупроизводственный эксперимент, на основании которого даются рекомендации по искусственному восполнению запасов подземных вод. Существенным вопросом рассматриваемой проблемы, обсуждаемым в зарубежной литературе, является кольматаж инфильтрационных бассейнов [44] и нагнетательных скважин [30]. Подчеркивается значение биологических, механических и химических факторов закупоривания фильтров, делается вывод о том, что кольматация связана, как правило, с несколькими причинами, причем большую роль играет также температура нагнетаемой воды и совместимость ее с температурой подземной воды [86].

Инфильтрационные сооружения. Для искусственного восполнения запасов подземных вод используются инженерные сооружения, обеспечивающие управление процессами питания в зависимости от конкретных природных условий. Особенностью этих сооружений является уменьшение их производительности в процессе работы вследствие кольматации и необходимость периодического проведения мероприятий по восстановлению их поглощающей способности. Наиболее простыми в эксплуатации являются открытые инфильтрационные сооружения, получившие широкое распространение.

Бассейны капитального типа создаются в виде котлованов или траншей с тщательной планировкой дна и откосов. Фильтрующей частью бассейна служит его дно, откосы крепятся бетонными плитами или подпорными стенками. Глубина бассейнов определяется литологическими особенностями участка фильтрации и составляет обычно 1,5—2 м (редко превышает 4 м). Фильтрация воды происходит через естественные песчаные отложения или песчаную загрузку мощностью от 0,5 до 1 м, состоящую из частиц размером 0,5—2 мм. Плановые параметры бассейнов зависят от топографии участка и инфильтрационного расхода и составляют на крупных установках в ширину (по дну) до 50 м и в длину до 500 м. Преимуществом капитальных бассейнов является высокая надежность для обеспечения требуемого количества и качества воды, а также возможность круглогодичной эксплуатации. Хотя в капитальные бассейны, как правило, подается предварительно обработанная вода, в которой значительно снижено содержание взвешенных частиц, тем не менее происходит кольматация дна, в результате которой в порах грунта и на дне образуется илистая пленка, уменьшающая производительность. Удаление этой пленки производится малогабаритными землесосными снарядами и специальными агрегатами без опорожнения бассейнов или с предварительным опорожнением ручным способом и с применением механизмов. Капитальные бассейны строят в Швеции, Швейцарии, ФРГ, ГДР и в других европейских странах.

Бассейны облегченного типа сооружают на хорошо проницаемых грунтах, максимально используя рельеф местности, обвалование участков, заполнение выемок и т. п. Откосы (от 1 : 1 до 1 : 3) обычно не планируют, но иногда укрепляют укаткой гальки и гравия или дернованием. Размеры бассейнов могут быть самыми разными, глубина их заполнения колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычно бассейны располагаются последовательно от более высоких к более низким отметкам. При большом содержании взвесей в поступающей воде первый из бассейнов (по высоте) используется в качестве отстойника и его не принимают во внимание при расчете эффективности инфильтрации. В места ввода в бассейн воды укладывают специальные лотки или бетонные плиты для предотвращения размыва. Применение бассейнов облегченного типа позволяет значительно снизить строительные затраты и быстро ввести их в эксплуатацию, использовать воду без предварительной подготовки или по упрощенной схеме водоподготовки, включающей аэрацию и предварительное отстаивание. Чистку таких бассейнов можно производить после опорожнения механизированным способом с помощью дорожных машин. В районах с засушливым климатом происходит естественная регенерация фильтрующей поверхности осушенного бассейна из-за растрескивания глинистой корки и последующего развеивания ветром глинистых и пылеватых частиц. Например, в дюнных песках прибрежной равнины в результате естественной регенерации в течение двух месяцев фильтрационная способность бассейнов восстановилась до 80% от первоначальной.

В ГДР и ФРГ известны «травяные» бассейны, которым не требуется регенерация. Для таких бассейнов в Цвиккау и Визенбурге (ГДР) использованы травы пойменных заливных земель, в Хальтерне (ФРГ) бассейны засеяны камышом. Скорость фильтрации в таких бассейнах устойчива и составляет 1—4 м/сут.

Каналы и канавы служат для пропуска воды и одновременно для фильтрации в районах, где строительство бассейнов нецелесообразно. Их ширина обычно составляет 0,3—3 м, скорость течения воды должна быть достаточно низкой, чтобы не допускать размыва дна и бортов, но достаточно высокой, чтобы препятствовать отложению взвешенного материала. Обычно каналы сочетают с системой инфильтрационных бассейнов, как это принято в береговых дюнах Нидерландов, в США (Калифорния). Такие конструкции инфильтрационных сооружений характеризуются простотой исполнения и невысокой стоимостью строительства и эксплуатации. Недостатком их является, как правило, небольшие скорости фильтрации и сравнительно большие потери воды на испарение.

Расчет систем искусственного восполнения за рубежом сводится к определению производительности бассейнов, площади инфильтрации, продолжительности фильтрационных циклов и циклов регенерации.

Закрытые инфильтрационные сооружения представляют собой нагнетательные (поглощающие) скважины, колодцы, шурфы, галереи, шахты. В них обычно подают предварительно тщательно очищенную воду, при этом желательно, чтобы ее состав и температура были близки к воде водоносного горизонта. При недостаточной степени очистки нагнетаемой воды скважину оборудуют фильтрами, обеспечивающими их эффективную регенерацию с помощью кратковременных откачек [30]. Есть примеры использования скважин двойного назначения. Они работают как поглощающие в период подачи воды и как водозаборные, когда это необходимо. Эксперименты с закачиванием неочищенной воды из оросительного канала в колодец диаметром 1,2 м, оборудованный щелевым фильтром с двухслойной обсыпкой, показывают постепенное уменьшение поглощающей способности колодца [179]. Нагнетательные скважины применяются для предупреждения интрузии соленых морских вод в глубь суши. В районе Лос-Анджелеса существует гидравлический барьер из 180 нагнетательных скважин для предотвращения вторжения морской воды в эксплуатируемые пресные водоносные горизонты [220]. Глубина скважин 75—218 м, они оборудованы гравийными обсыпными фильтрами диаметром 300 мм. Особое внимание уделено антикоррозийной защите фильтров от агрессивного воздействия подземных вод. Подача воды в *барражную систему производится с напором 10—60 м и расходом* 5—28 л/с. Гидравлические барьеры из нагнетательных скважин имеются и в других районах.

В условиях Кубы применяются поглощающие скважины, специально оборудованный оголовок которых располагается в выемке, затапливаемой в период дождей. Выемка заполнена гравием, галькой и валунами мощностью свыше 1,5 м, что способствует грубой очистке воды. На Гавайских островах для восполнения запасов подземных вод используются фильтрационные галереи.

Особенностью искусственного восполнения запасов подземных вод является то обстоятельство, что окружающая среда выполняет определенную технологическую роль в процессе перевода поверхностных вод в подземные, в результате которой под влиянием различных физико-химических и биолого-бактериологических процессов в инфильтрационных сооружениях, в зоне аэрации и в самом водоносном горизонте происходит заметное улучшение качества фильтрующей воды. Это происходит под влиянием трех основных процессов: предварительной подготовки воды, самоочищения при фильтрации через дно бассейна и зону аэрации, а также при смешивании фильтрующейся воды с водой водоносного горизонта. Прогноз изменения качества воды является сложной задачей и требует большого объема длительных опытных работ. Для отдельных установок искусственного восполнения водоносных горизонтов, сложенных песками, рекомендуются эмпирические зависимости для расчета концентрации некоторых компонентов. На изменение качества воды в водоносном горизонте оказывают влияние процессы растворения, осаждения, ионного обмена, сорбции, фильтра-

ционной дисперсии, наличие микроорганизмов и другие, еще недостаточно изученные факторы. Наиболее перспективным для прогнозов изменения качества воды при искусственном восполнении, по-видимому, являются решения, основанные на уравнениях массопереноса.

Примеры искусственного восполнения запасов подземных вод. Практика искусственного восполнения запасов подземных вод известна с древности. В Тунисе двадцать веков назад во времена римской колонизации значительные площади были пересечены террасами, с которых происходила инфильтрация поверхностных вод в специальные штольни, питавшие водопровод [44]. Искусственное восполнение как совокупность мер для увеличения питания водоносного горизонта было применено в начале прошлого века в г. Глазго (Великобритания) на одном из островов в долине р. Клайд, где была вырыта дренажная галерея для усиления инфильтрации речных вод в аллювиальный водоносный горизонт. Первые инфильтрационные бассейны были построены в 1821 г. в г. Тулуза (Франция) неподалеку от берега р. Гаронна для увеличения фильтрации поверхностной воды вблизи водозаборного сооружения. Во второй половине XIX века искусственное подпитывание подземных вод применялось в Германии, Франции, Великобритании, Швеции, США и других странах. Оно шло по пути создания технических средств для восполнения эксплуатационных запасов подземных вод в рыхлых аллювиальных отложениях за счет инфильтрации речных, озерных и дождевых вод. Кольматация естественных и искусственных бассейнов и постепенное уменьшение производительности водозаборных сооружений привели к разработке мероприятий по периодической очистке инфильтрационных сооружений путем снятия закольматированного слоя или его регенерации. Некоторые системы, созданные в прошлом веке, действуют и по настоящее время.

В США широкое распространение получило искусственное восполнение запасов подземных вод в аллювиальных толщах и в отложениях конусов выноса. В качестве инфильтрационных сооружений используются каналы, котлованы, канавы, борозды, естественные понижения, овраги, карьеры и специальные бассейны. В отличие от европейских стран, где чаще применяются капитальные инфильтрационные бассейны с креплением откосов, в США обычно строятся инфильтрационные бассейны облегченного типа, при этом максимально используют рельеф местности, поэтому плановые размеры и глубина бассейнов самые разные.

В связи с истощением естественных запасов подземных вод на Западе США (Калифорния, Техас, Нью-Мексико и др.) были проведены исследования с целью инженерной и экономической оценки методов искусственного восполнения, при этом особое внимание уделялось конструкциям инфильтрационных сооружений как открытого, так и закрытого типа.

Одно из самых значительных и наиболее полных исследований восполнения запасов подземных вод с помощью нагнетательных

скважин проведено в штате Арканзас, где были изучены гидрогеологические условия района Великих равнин, выявлены возможные источники восполнения и проведены натурные опыты. Большинство проблем оказалось связано с кольматацией фильтров нагнетательных скважин и околоскважинного пространства, которая вызывалась присутствием в поверхностной воде взвешенных частиц, микроорганизмов и растворенного воздуха. Экономическая целесообразность искусственного восполнения в конечном счете определялась стоимостью предварительной очистки поверхностной воды.

На о-ве Лонг-Айленд (штат Нью-Йорк) с целью сохранения ресурсов подземных вод для 2,5 млн. жителей округов Нассау и Суффолк с 1933 г. производится искусственное восполнение запасов подземных вод флювиогляциальных, неогеновых и меловых отложений. Восполнение производится на площади примерно 2400 км^2 через более чем 2100 инфильтрационных бассейнов и 1000 нагнетательных скважин. Площадь бассейнов колеблется от 0,04 до 12,1 га, средняя глубина их составляет 3 м, скорость инфильтрации 1,4—6,6 м/сут [26]. В бассейны без предварительной очистки поступает ливневый сток с городских территорий и промышленных площадок в объеме около 520 000 м^3/сут, в связи с чем отмечаются серьезные загрязнения подземных вод токсичными элементами (кадмием, хромом и пр.). Через скважины нагнетаются в основном использованные при кондиционировании воды в объеме 200 000 м^3/сут, с помощью которых создается гидравлический «вал», препятствующий вторжению морских вод в горизонты пресных подземных вод.

Установки по искусственному восполнению запасов подземных вод построены во многих штатах США, созданные ими запасы подземных вод составляют около 1/3 современного водопотребления страны.

Искусственное восполнение запасов подземных вод широко применяется в Калифорнии, что позволило некоторым авторам [44, 124] говорить о *калифорнийском* типе, подразумевая под этим метод регулирования водных ресурсов на больших территориях, включающих несколько водоносных комплексов или бассейнов, в противоположность *европейскому* типу, который характеризуется отдельными сооружениями различного назначения, ориентирующимися, скорее, на решения проблемы качества воды, чем количества.

Калифорния представляет собой наиболее интересный пример искусственного восполнения запасов подземных вод. Там с 1959 г. осуществляется комплекс долговременных мероприятий по регулированию водных ресурсов, под названием «Калифорния уотер план» (рис. 20). Напомним, что этот штат занимает на Тихоокеанском побережье 411 тыс. км^2 при населении 19,95 млн. человек (1970 г.) На западе штата тянутся Береговые хребты высотой свыше 2500 м, на востоке — горы Сьерра-Невада высотой до 4000 м. На севере и юге горные цепи соединены невысокими гора-

ми, замыкающими лежащую между ними Калифорнийскую долину длиной 800 км и шириной до 80 км. Этот тектонический прогиб заполнен мезозойскими и кайнозойскими аллювиальными осадками, мощность которых составляет несколько сотен метров.

Водные ресурсы и потребление их в пределах штата распределены неравномерно: 2/3 штата на юге потребляют 70% воды, в

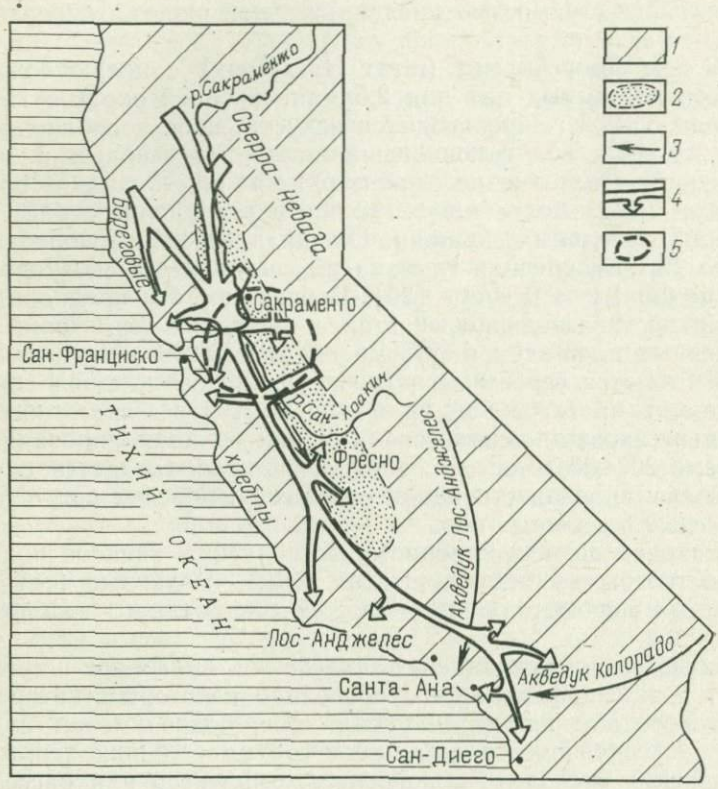


Рис. 20. Восполнение подземных вод в Калифорнии — «Калифорния уотер план» [44]:

1 — зона, где выпадает 70% осадков; *2* — аллювиальная равнина; *3* — существующие трубопроводы; *4* — сеть переброски воды; *5* — район многолетнего регулирования с подземной аккумуляцией 35 млрд. м³ воды

то время как 70% ресурсов сосредоточено на севере. Из 41 млрд. м³ используемой в год воды половина (650 м³/с) забирается из водоносных горизонтов. К 2000 г. прогнозируется увеличение потребности в воде вдвое. Вода используется для ирригации (в основном в долине р. Сан-Хоакин) и водоснабжения г. Лос-Анджелес. Добыча подземных вод осуществляется скважинами, число которых превышает 100 тыс.

Чрезмерная эксплуатация водоносных горизонтов привела к их значительному истощению. Уровень подземных вод в долине р. Сан-Хоакин понизился почти на 60 м. «Калифорния уотер план», первая очередь которого осуществлена к 1972 г., предусматривает сооружение 70 водохранилищ на севере штата и передачу этой воды по р. Сакраменто в долину р. Сан-Хоакин, затем по каналам — до параллели Сан-Франциско и далее вдоль Береговых хребтов, где аккумулируется в гигантской подземной емкости (около 35 млрд. м^3), образовавшейся в результате интенсивного отбора воды. Это позволит к 1990 г. прекратить понижение уровня подземных вод. Восполнение запасов подземных вод осуществляется с помощью инфильтрационных бассейнов (58,4%), а также инфильтрацией из русел рек (29,5%), каналов (9,4%), специальных траншей (1,7%) и нагнетательных скважин (1%). Характеристике восполнения запасов подземных вод в Калифорнии посвящено значительное число публикаций.

В странах Европы большинство установок по искусственному восполнению запасов подземных вод являются составной частью водозаборов, построенных главным образом для добычи грунтовых вод из аллювиальных отложений речных долин. Типичными являются установки ФРГ, действующие в Дортмунде. С 1910 г. в долине р. Рур, сложенной песчано-гравийными отложениями, работал водозабор, представляющий собой дрену, проходящую параллельно руслу реки на расстоянии 50 м от него. В связи с загрязнением реки и увеличением потребности в воде, с 1935 г. принцип эксплуатации водозабора был изменен. Вода из реки начала подвергаться предварительной обработке на скорых фильтрах, а затем подаваться в инфильтрационные бассейны, расположенные в два ряда параллельно дрене на расстоянии 50 м от нее. Один ряд бассейнов периодически находится в эксплуатации, другой — очищается. В связи с постоянно возраставшей потребностью в воде площадь бассейнов за 55 лет эксплуатации увеличилась от 1,3 до 47,9 тыс. м^2, а количество подаваемой в бассейны воды повысилось от 3 до 115 тыс. м^3/сут. Сначала на этом водозаборе применялись бассейны облегченного типа размером 200×25 м^2 с песчаной загрузкой дна мощностью 0,2—0,3 м из частиц диаметром 0,2—0,3 мм. При высоте слоя воды 0,3—0,4 м скорость инфильтрации равнялась 4,8 м/сут. Продолжительность работы бассейна составляла 1,5—2 месяца, после чего слой песка обновлялся. При этом в подземной воде было отмечено повышение содержания железа и марганца, а на дне инфильтрационных бассейнов значительное развитие водорослей. В связи с этим были приняты меры по предварительной очистке воды и сооружены фильтры квадратной формы общей площадью 4 тыс. м^2, представляющие собой бассейны, вырытые в суглинках и заполненные гравием с размером частиц 5—10 мм и с мощностью слоя 1,5 м. В этих фильтрах засыпка обновлялась через каждые три-четыре года. После аэрации вода направлялась через отстойники в предварительные фильтры, где задерживалась бóльшая часть продуктов микробиологического

разложения. Затем перед подачей в инфильтрационные бассейны вода снова аэрировалась, что позволило увеличить продолжительность работы бассейнов до четырех месяцев. В дальнейшем было установлено, что периодическое высушивание песчаного слоя и его разрыхление позволяют более эффективно производить бактериологическую очистку воды, поступавшей из предварительного фильтра.

Чередуя цикл инфильтрации с осушением бассейна и высушиванием песчаной загрузки, удалось продлить срок работы бассейнов с 1,5 до 2 лет. В настоящее время в Дортмунде используются бассейны капитального типа размером 200×25 м² каждый с песчаным фильтром мощностью 0,5 м, состоящим из частиц размером 0,5—2 мм. На 20 крупных водозаборах ФРГ искусственно восполняемые запасы воды достигают 40% общего водоотбора [133].

В ГДР построено 10 установок по восполнению запасов подземных вод, производительность которых в середине 60-х годов составляла 150 тыс. м³/сут. Большой интерес вызывает установка, расположенная в г. Цвикау. Она представляет собой систему неглубоких выемок, засаженных луговыми травами, аналогичными произрастающим на пойменных луговых землях. Мощность слоя воды в выемках определяется высотой стебля луговых трав, которые должны быть погружены в нее на 2/3. Скорость фильтрации воды в бассейнах летом составляет 4 м/сут, а зимой уменьшается до 1 м/сут. Зимой уровень воды в выемках поддерживается на высоте 30 см над поверхностью травяного покрова. Вода, подаваемая в бассейны, содержит до 60 мг/л механических примесей, которые способствуют развитию корневой системы и росту трав, вызывая при этом своеобразную декольматацию грунта. Такие бассейны в Цвикау успешно работают на протяжении нескольких лет. Строительство их получило широкое распространение в стране. Кроме того, они используются для интенсификации работы существующих инфильтрационных бассейнов других систем [171].

В Швейцарии искусственное восполнение запасов грунтовых вод применяется там, где на ограниченном пространстве требуются значительные количества воды. Мелкие пруды инфильтрации используются таким образом, что в районе каптажа постоянно затоплена примерно половина их, в то время как другая половина остается сухой и восстанавливает свою проницаемость. Фаза затопления длится две недели, а восстановления — три недели. Пруды засажены ивами, тополями, ольхой, что позволяет обходиться без удаления ила из них. В стране имеется восемь установок по искусственному восполнению запасов подземных вод. Наиболее крупной среди них является Муттенцер-Хард, находящаяся в лесу около г. Базель. В этом районе входящем в зону отдыха, запрещено строительство крупных бассейнов. В связи с этим восполнение запасов грунтовых вод осуществляется через систему инфильтрационных траншей, имеющих ширину 2 м, протяженность до 3500 м и удельную поглощаемость грунтов 5—8 м³/сут. На дне траншей образован слой мощностью 40 см, состоящий из крупного

кварцевого песка. Продолжительность работы таких инфильтрационных сооружений без чистки 2,5 года. Расстояние между траншеями и водозаборными скважинами около 400 м, вода проходит его в течение 20—40 сут. Производительность водозабора достигает 150 тыс. м³/сут. Дальнейший рост водопотребления Базеля, Цюриха и других городов страны намечено обеспечить за счет увеличения искусственной инфильтрации речных вод [54].

В Швеции насчитывается двадцать установок по искусственному восполнению запасов подземных вод общей производительностью 280 тыс. м³/сут. Первые из них построены еще в начале века для подпитывания грунтовых вод аллювиальных и флювиогляциальных отложений. В 50-е годы в Швеции функционировало 17 инфильтрационных установок, источником для которых служили речные и озерные воды, предварительно очищенные от твердых взвесей с помощью песчаных фильтров. В этих системах расстояние между инфильтрационными и каптажными сооружениями составляет несколько сотен метров, что позволило наряду с очисткой воды стабилизировать ее температурный режим [140].

Несколько небольших систем по восполнению запасов подземных вод имеется в Финляндии, в частности, в районе городов Лаппаранта и Ванта. В качестве источника восполнения используется вода многочисленных озер, водозаборы организованы на узких и вытянутых участках, сложенных флювиогляциальными песками озов.

Во Франции водозаборы с искусственным восполнением запасов подземных вод построены для водоснабжения городов Нанси (в долине р. Мозель), Лиона (в долине р. Роны), Круасси-Сюр-Сен (в долине р. Сены) и др., в которых для сбора и фильтрации воды используются открытые инфильтрационные сооружения.

Представляет интерес водозабор, находящийся в долине р. Сены. Здесь под влиянием интенсивной эксплуатации подземных вод уровень их к 1963 г. понизился на 10 м ниже среднего уровня воды в реке. В результате проникновения загрязненной воды реки качество подземных вод на участке водозабора ухудшилось. Подпитывание водоносного горизонта осуществляется через отработанный песчаный карьер площадью 11 га, из которого вода поступала в трещиноватые породы мела, вмещающие основной водоносный горизонт на участке водозабора. В карьеры после предварительной обработки, включающей аэрацию, коагуляцию и очистку на скорых фильтрах, подается около 10 млн. м³ воды в год. В результате этих мероприятий в скважинах, расположенных вблизи карьера, отмечено улучшение бактериального состояния подземных вод, прекратилось понижение их уровня.

Другим интересным примером, связанным с восполнением запасов грунтовых вод, в результате чего необходимо было восстановить гидравлическое равновесие, является долина р. Дензер-Мондреток. Здесь в 5 км ниже плотины был построен дренажный канал, вскрывший водоносные аллювиальные отложения реки на всю мощность и понизивший (примерно на 10 м) уровень грунто-

вых вод на площади 12 км^2. Это привело к резкому снижению урожайности различных сельскохозяйственных культур. В связи с этим для восполнения запасов грунтовых вод по берегам реки было заложено 233 буровых колодца, в которые нагнетается вода в количестве до 8,5 м^3/с или в среднем около 4 л/с в каждый колодец. Несмотря на то, что во Франции искусственное восполнение запасов подземных вод не получило большого распространения, там считают необходимым его применение в более широких масштабах ввиду истощения водных ресурсов и растущей потребности в воде.

В Великобритании искусственное восполнение также пока не получило широкого распространения, хотя имеются отдельные положительные примеры его применения. В Министерстве водных ресурсов проводится изучение возможностей осуществления искусственного питания подземных вод, истощенных многолетней эксплуатацией.

В долине р. Ли и ее притоков производились опыты по восполнению запасов подземных вод Лондонского артезианского бассейна. Для этого использовалась предварительно очищенная вода из р. Темзы. Нагнетания воды в скважины в течение четырех месяцев чередовались с откачками в течение семи месяцев. Эффективность восполнения (отношение откачанной воды к нагнетаемой) составила 0,4. Аккумулирующая способность бассейна оценивается в 450 млн. м^3.

В Нидерландах искусственное восполнение запасов подземных вод применяется на участках водозаборов городов Амстердама, Гааги и др. По водоводу длиной свыше 50 км предварительно очищенная вода из р. Рейна подается в инфильтрационные бассейны в дюнных песках на побережье Северного моря. Инфильтрационные сооружения в дюнах выполняют двоякую роль. С одной стороны, обеспечивают четвертую часть коммунального водоснабжения Нидерландов (около 150 млн. м^3 в год) [78], а с другой — создают заградительный барьер, препятствующий проникновению морских вод в глубь территории, частично расположенной ниже уровня моря. За пределами прибрежной зоны имеются также небольшие сооружения по восполнению запасов подземных вод.

В Италии для искусственного восполнения запасов грунтовых вод в долине р. Арно используется установка «Анконелла» во Флоренции

В Испании в долине р. Безос (вблизи г. Барселона) производится нагнетание речной воды в аллювиальный водоносный горизонт через скважину большого диаметра глубиной 25 м. Вокруг нее на расстоянии до 3 м пробурено 16 скважин малого диаметра, позволяющих восстанавливать производительность нагнетательной скважины. Для чего ежедневно в течение 1/4 ч проводится прокачка ее при одновременном нагнетании воды в периферийные скважины (рис. 21). Это оригинальное и сложное сооружение работает с 1952 г. [86].

В Венгрии искусственное восполнение запасов подземных вод производится на водозаборах городов Будапешт и Мишкольц.

В Чехословакии в результате искусственного восполнения ресурсов подземных вод обеспечивается 11% водопотребления, в том

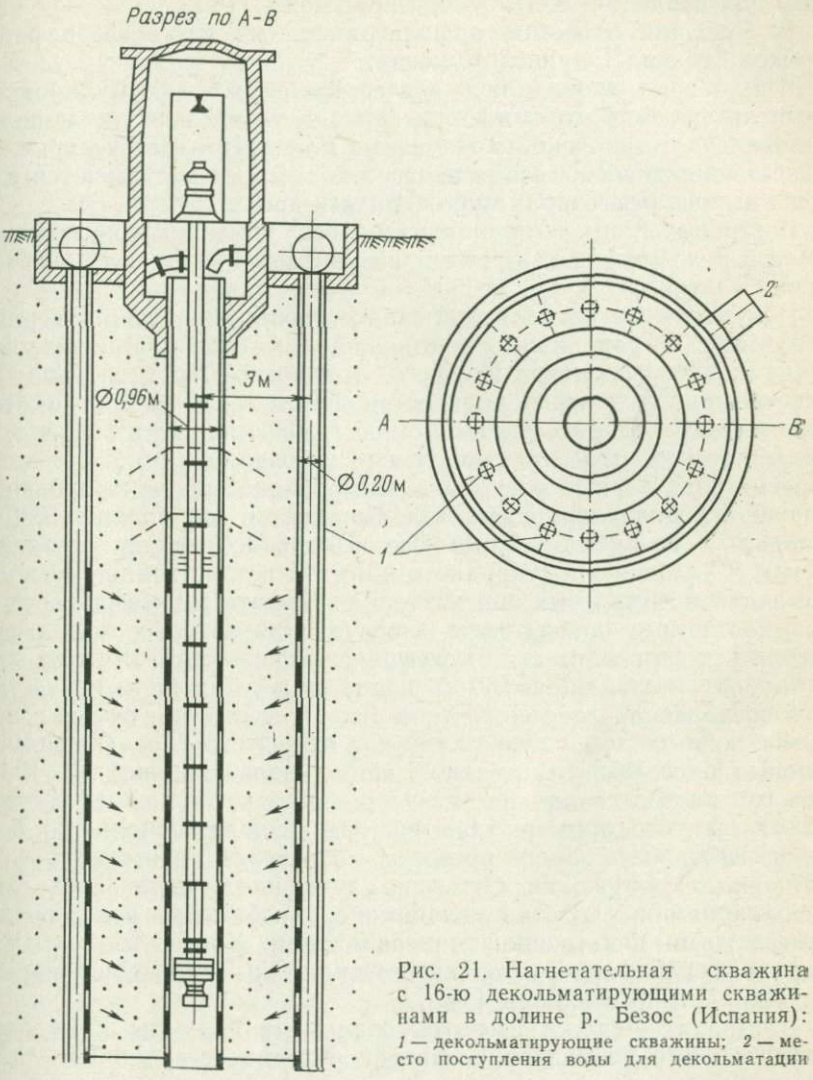


Рис. 21. Нагнетательная скважина с 16-ю декольматирующими скважинами в долине р. Безос (Испания):
1 — декольматирующие скважины; *2* — место поступления воды для декольматации

числе для г. Праги 42%. Искусственное питание инфильтрационными бассейнами и нагнетательными скважинами производится на 51 участке с расходом 4,7 м³/с [86].

В Польше для водоснабжения г. Познань построена установка для искусственного восполнения запасов подземных вод с помощью 32 инфильтрационных бассейнов площадью 22 га. В бассей-

ны длиной 200—600 м, шириной 20 м и глубиной 1,5—1,7 м ежедневно подается из р. Варты 140 тыс. м³ воды, а отбирается водозабором 110 тыс. м³. Для опытных работ под дном инфильтрационного бассейна оборудован куст из восьми скважин различной глубины для периодического отбора проб воды [160].

В Румынии известны инфильтрационные бассейны в районе городов Клужа, Лудуща и Сукеава.

В Болгарии проводились исследования по аккумулированию части поверхностного стока при периодической эксплуатации подземных вод Карловской котловины. Благоприятные условия для искусственного восполнения запасов подземных вод имеются в конусах выноса рек Стара, Мурля, Бяла и др.

В странах Азии исследования по искусственному восполнению запасов подземных вод проводились в Японии, Индии, Пакистане, Иране.

Искусственное восполнение запасов воды водоносного горизонта приморской равнины и известково-доломитовой толщи мелового возраста производится в Израиле. Водоносный горизонт получает естественное питание в количестве 200 млн. м³ в год, а отбор воды из него составил только в 1965 г. 480 млн. м³ в год, что вызвало стремительное падение уровня и создало угрозу вторжения морских вод. Водные ресурсы в этом районе сконцентрированы в районе Тиверианского озера, где выпадает в год больше 1000 мм осадков, в то время как на юге выпадение осадков составляет 25 мм. В условиях полуаридного климата искусственное восполнение запасов подземных вод позволило создать межсезонные и даже многолетние запасы воды, эксплуатация которых может регулироваться в зависимости от текущих потребностей. Вода из озера по трубопроводу длиной 130 км подается к установкам искусственного восполнения закрытого типа (скважинам) для закачки воды в известково-доломитовую толщу или открытого типа (инфильтрационные бассейны на песчаной приморской равнине). В 1967—1968 гг. расход воды на искусственное восполнение составил 132 млн. м³, т. е. примерно 8,5 м³/с при периоде восполнения 6 месяцев; 80% восполнения производилось через закрытые инфильтрационные сооружения. Отмечено улучшение качества воды после смешивания поверхностных слабоминерализованных вод с подземными водами повышенной минерализации. Кроме того, созданы гидравлические барьеры, препятствующие проникновению морских вод в прибрежные районы [109].

В странах Африки имеются отдельные примеры применения искусственного восполнения запасов подземных вод в ЮАР, Марокко, Сомали.

В Австралии имеется крупномасштабный пример искусственного восполнения запасов подземных вод. В дельте р. Бурдекин (штат Квинсленд) площадью около 650 км² для полива сахарного тростника ежегодно расходуется свыше 300 млн. м³ подземных вод, что в полтора раза превосходит естественное питание водоносного горизонта четвертичных отложений. Годовой сток реки

значительно превышает потребности в воде, но характеризуется крайней неравномерностью во времени. Интенсивный водоотбор вызвал значительное снижение зеркала подземных вод. К концу сухого периода 1971 г. уровень подземных вод оказался на 5 м ниже уровня моря, что вызвало опасность интрузии морских вод. Австралийский совет по водным ресурсам провел большие исследования по искусственному питанию подземных вод различными методами. В настоящее время для искусственного восполнения запасов подземных вод из реки в систему каналов и инфильтрационных бассейнов забирается около 100 млн. м^3 в год. Подача ее производится в периоды, когда уменьшается содержание в воде взвешенных веществ. Бассейны располагаются параллельно естественным водотокам на более высоких участках дельты, что позволяет периодически осушать их для чистки [27].

В связи с наблюдающимся на действующих установках уменьшением скорости инфильтрации продолжаются исследования процессов фильтрации в зоне аэрации под дном инфильтрационных бассейнов, изучение влияния взвешенных частиц, флоры и фауны в теплых водах инфильтрационных сооружений на снижение скорости инфильтрации, а также численное моделирование водоносной системы для проектирования расширенной программы искусственного восполнения запасов подземных вод этого района.

В условиях Кубы для искусственного подпитывания водоносных горизонтов применяются открытые и закрытые инфильтрационные сооружения.

Использование сточных вод для восполнения запасов подземных осуществляется в ФРГ, США и в некоторых других странах. В ФРГ сточные воды одного из городов по составу были близки к воде р. Рейна, отличаясь от нее лишь более высоким содержанием $БПК_5$, фосфатов, цинка и других компонентов. После обработки их, в частности, осаждения фосфатов, озонирования и фильтрации через активированный уголь и закачки в аллювий показатели загрязнения были снижены до значений, принятых для питьевой воды. Очистка, инфильтрация и вторичное использование сточных вод практикуется на площадях развития слабопроницаемых тонкозернистых пород.

Очищенные сточные воды городских канализаций используются в более чем 400 городах США для орошения земель и искусственного восполнения запасов подземных вод путем инфильтрации их из открытых обвалованных бассейнов, высохших речных русел и закачки в нагнетательные скважины.

Полевые исследования по закачке очищенных сточных вод в верхнемеловой водоносный горизонт, сложенный разнозернистыми песками в Лонг-Айленд (США), показали резкое снижение концентрации бактерий вблизи гравийного фильтра скважины (почти в 500 раз). Установлено, что при достаточном хлорировании сточных вод перед закачкой в водоносный горизонт, опасность бактериального загрязнения его исключается. Использование сточных вод городских канализаций после полной биологической очист-

ки подтверждено опытами в Пенсильвании и других районах США.

Экономика искусственного восполнения запасов подземных вод. Данные по экономической эффективности искусственного восполнения запасов подземных вод за рубежом заимствованы из книги [44]. При подсчете стоимости 1 м³ инфильтрующейся воды учитывалась стоимость водозабора поверхностных вод, трубопроводов, установок для предварительной очистки воды, инфильтрационных

Таблица 7

Местонахождение водозабора	Год	Производительность, млн. м³/год	Стоимость 1 м³ воды, франки	Тип инфильтрационных сооружений
Дортмунд (ФРГ)	1967	100	0,19	Бассейн
Круасси-Сюр-Сен (Франция)	1967	10	0,29	То же
Базель (Швейцария)	1967	49	0,12	„
Рио Хондо (США)	1965	210	0,09	„
Сопит (США)	1965	2,6	0,29	„
Оринж-Каунти (США)	1962	135	0,02	„
Санта-Клара (США)	1963	6,9	0,09	„
Пеория (США)	1959	3,5	0,02	„
Израиль	1970	130	0,21	Бассейн, скважина

сооружений, водозабора чистой воды и стоимость земельного участка, на котором расположены инфильтрационные сооружения, причем именно стоимость последнего являлась основной статьей капиталовложений. Хотя структура капиталовложений и эксплуатации иная, чем в СССР, тем не менее из табл. 7 видно, что стоимость 1 м³ инфильтрующейся воды в ценах до 1970 г. колебалась от 0,02 до 0,29 франка.

Капиталовложения на 1 м³ воды, которая подается в инфильтрационные сооружения без предварительной подготовки, составила в среднем 0,14 франка (от 0,02 до 0,19), а при предварительной водоподготовке — 0,36 франка (от 0,11 до 1,80), что дороже более чем в 2,5 раза. При использовании нагнетательных скважин капиталовложения на 1 м³ нагнетаемой воды равны в среднем 0,052 франка (без очистки) и 0,12 франка с предварительной очисткой, т. е. в 2,4 раза дороже. Изучение различных статей капиталовложений показывает, что, за исключением стоимости земельного участка, больше всего влияет на стоимость фильтрующейся воды обработка ее перед подачей на инфильтрационные сооружения и очистка этих сооружений от кольматации.

Например, прогнозная оценка стоимости искусственного восполнения запасов воды из водоносного горизонта Великих равнин (США) с помощью скважин составила 0,28 франка за 1 м³ воды,

из них на амортизацию установок предварительной обработки ее и химические реагенты приходилось 16,2 франка (70%), что для сельскохозяйственных целей оказалось дорогим и проект не был принят, несмотря на многолетние исследовательские работы. При восполнении запасов подземных вод, используемых для питья, высокая стоимость обработки воды не является препятствием для осуществления проекта, например для водозабора Круасси-Сюр-Сен (Франция).

* *
*

Таким образом, из изложенного следует, что искусственное восполнение запасов подземных вод широко распространено во многих странах, особенно высокоразвитых, характеризующихся высоким потреблением воды. Применение искусственного восполнения указывает на возможность регулирования запасов подземных вод и улучшение их качества в результате частичного перевода поверхностного стока в подземный. Это начальная ступень новой, большой проблемы управления подземными водами, позволяющая в широких масштабах в пределах гидрогеологических структур контролировать питание, движение и отбор подземных вод, регулировать физико-химические и санитарно-биологические их свойства.

В последние годы в зарубежной литературе большое внимание уделяется защите окружающей среды при сооружении городских систем искусственного питания подземных вод и многоцелевому использованию инфильтрационных бассейнов как мест отдыха, рыбоводства и т. д.

Кажущаяся простота принципа искусственного восполнения запасов подземных вод порождала неоправданный оптимизм некоторых исследователей, считавших это восполнение панацеей от всех бед, связанных с истощением. Однако этот энтузиазм быстро угасал, когда инфильтрационные сооружения неуклонно снижали свою производительность. Решение многих вопросов этой проблемы лежало за пределами гидрогеологии, на грани с другими научными дисциплинами и потому их разработке не уделялось достаточного внимания. Это в первую очередь относится к прогнозированию производительности инфильтрационных сооружений и ее изменений во времени. Последнее связано с процессами кольматации, связанными с присутствием в воде взвешенных частиц, химического и бактериального ее состава. Трудности, создаваемые кольматацией, ограничивают применение закрытых инфильтрационных сооружений, но нагнетательные скважины остаются единственно возможными сооружениями для восполнения напорных водоносных горизонтов. Важным является вопрос о предварительной подготовке поверхностных вод с целью доведения их качества до питьевых кондиций, поисков новых реагентов для их обработки. При наличии эффективных и дешевых методов очистки возможно применение сточных вод для искусственного питания подземных водоносных горизонтов. Повторное использование сточных вод, как пока-

зала зарубежная практика, представляется весьма перспективным, так как объем их постоянно увеличивается. Закачку очищенных сточных вод, вод ливневого стока после отстаивания в бассейнах, отработанных вод установок кондиционирования воздуха, как и метод искусственного восполнения запасов подземных вод, вообще, следует рекомендовать распространять возможно шире и в нашей стране, так как наметилось достаточно много районов, в которых ощущается серьезная сработка запасов подземных вод.

ЗАХОРОНЕНИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ В ГЛУБОКИЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

Бурный рост промышленности, сопровождающийся образованием огромного количества твердых и, особенно, жидких продуктов отхода, часто опасных для здоровья людей, пагубных для животных и растений, загрязнением поверхностных и подземных вод и других компонентов природы, поставил перед человечеством проблему удаления их из окружающей среды, так как обработать эти отходы с помощью существующих, часто недостаточно технологически совершенных и малопроизводительных методов, стало невозможным.

Обсуждая эту проблему, ученые и технические специалисты пришли к выводу, что для захоронения таких вод могут быть использованы глубокие водоносные горизонты, обладающие достаточной аккумулирующей способностью. Такое захоронение на протяжении многих лет осуществляется на нефтепромыслах, где добываемые вместе с нефтью и газом высокоминерализованные подземные воды закачивают в глубокие горизонты нефтеносных структур.

За рубежом закачка промышленных сточных вод, не связанных с добычей нефти, применяется примерно с 30-х годов, но особенно широкое развитие она получила в последние 20—25 лет.

Впервые захоронение промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты было осуществлено в 20-е годы в Германии. Следовало удалить сточные воды предприятий калийной промышленности, сосредоточенных в долине р. Верра. Стоки представляли собой рассолы с минерализацией 300—400 г/л, содержащие хлористый натрий, хлористый и сернокислый магний. Они нагнетались в трещиноватые известняки и доломиты цехштейна, залегающие на глубинах от 50 до 500 м. С 1925 по 1964 гг. здесь было закачано 380 млн. $м^3$ рассолов.

В настоящее время захоронение сточных вод в глубокие водоносные горизонты осуществляется в США, Канаде, ГДР, Нидерландах, Франции, ФРГ, Японии и в некоторых других странах.

Наиболее широкое распространение этот метод удаления сточных вод из окружающей среды получил в США, о чем свидетельствуют следующие данные: если в 1959 г. в стране имелось 6 скважин, поглощающих стоки, то в 1963 г. их число возросло до 35, в 1967 г. до 110, в 1970 г. до 175, в 1973 г. до 278.

По данным Дж. Мока, фирма «Доу кемикл компани» в течение последних двадцати лет сбрасывает в глубокие горизонты насыщенные растворы хлористого натрия, концентрированные маточные растворы кальция и магния, отработанные фенолсодержащие жидкости, хлорфенолы, дифенолы, метилцеллюлозу, слабые про-

мывные растворы едкого натра, полученные в результате нефтехимических процессов. Некоторые фирмы закачивают органические и неорганические кислоты, отработанные щелоки варки твердых пород древесины, стоки от производства нейлона, радиоактивные и твердые отходы, а также многие другие стоки. 56% скважин используется для захоронения сточных вод предприятий металлургической, химической, нефтехимической и фармацевтической промышленности, 20% — нефтегазовой и 24% — прочих отраслей. Только химическая промышленность США в 1970 г. удаляла посредством закачки в глубокие водоносные горизонты 115 тыс. м³/сут. сточных вод.

В конце 60-х годов в США было проведено районирование территории по условиям подземного захоронения сточных вод, которое показало, что лишь в семи штатах они являются неблагоприятными.

Захоронение сточных вод в глубокие водоносные горизонты проводится в 24 штатах. Основное число скважин заложено в штатах Техас, Луизиана, Пенсильвания, Флорида, Огайо, Иллинойс, Миссури, Западная Виргиния, Индиана, Мичиган. Каждый штат имеет свои законы,регулирующие захоронение сточных вод: в некоторых штатах вообще не разрешается их сбрасывать в глубокие водоносные горизонты, в других — разрешается лишь закачка нефтяных рассолов.

Удаление сточных вод осуществляют промышленные предприятия, на которых они образуются. Геологическая служба США дает оценку пригодности территории для подземного захоронения и рекомендует участки для строительства нагнетательных систем (полигонов). Контроль за закачкой стоков обычно осуществляет местная служба здравоохранения, а также комиссии (советы) по контролю за качеством воды и загрязнением природной среды.

Распределение построенных для закачки стоков скважин по глубинам следующее: менее 250 м — 5%, 250—500 м — 20%, 500—1000 м — 34%, 1000—1500 м — 18%, 1500—2000 м — 18%, 2000—3000 м — 4% и более 3000 м — 1%. Как видно из этих данных, подавляющее большинство скважин имеют глубину от 250 до 2000 м.

По дебиту поглощения скважины распределяются следующим образом (в м³/сут): до 300 — 28%, 300—600 — 14%, 600—1200 — 30%, 1200—2400 — 23%, 2400—4800 — 3%, более 4800 — 2%. Следовательно, 2/3 скважин могут поглощать промышленные стоки в количестве от 300 до 2400 м³/сут и чем глубже скважины, тем меньше их дебит поглощения, хотя в отдельных случаях бывают исключения.

Распределение скважин по давлению нагнетания на устье следующее (в 10^5Па): 0 (поглощение под действием силы тяжести) — 17%, до 10 — 28%, 10—40 — 32%, 40—100 — 20%, более 100 — 3%.

Проблеме захоронения промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты посвящено много работ, в которых рассматри-

ваются: 1) характеристики основных критериев для обоснования их закачки; 2) стоимость работ по нагнетанию при определенных геологических и гидрогеологических условиях; 3) методы исследования для обоснования возможности подземного захоронения отходов и, в частности, опасность последующего загрязнения ими окружающей среды при землетрясениях различной интенсивности; 4) прогнозы миграции стокон в пласте поглощения; 5) конструкции скважин закачки стоков, характеристика их оборудования и др.

Сложные процессы взаимодействия закачиваемых в пласт сточных вод с подземными водами и породами (диффузия, сорбция, выпадение в осадок и кольматаж пор, растворение, ионный обмен между жидкостью и породой) рассматриваются в работе Дж. Кемпа и Морено де Баррада [50].

В ряде работ американских исследователей дается описание результатов захоронения разных по составу стоков в глубокие водоносные горизонты на конкретных участках.

И. Райс [225] приводит данные о захоронении сточных вод металлургической, нефтедобывающей и атомной промышленности в девонские отложения (формации Сан-Андреас и Эленбургер) пермского артезианского бассейна, залегающие на глубине 1100—1500 м и более. Закачка сточных вод осуществлялась главным образом через скважины, выработанных нефтяных месторождений при нулевом давлении на устье. Дебит поглощения скважин составлял 40—100 м^3/сут.

Р. Берк [40] охарактеризовал работу двух скважин для закачки сточных вод химической промышленности, построенных в районе Чикаго и Бейкерсфилда (Калифорния). Первая скважина глубиной 802 м пробурена в девонских известняках и предназначена для закачки токсичных высокоминерализованных щелочных вод с повышенным содержанием фенолов. Она поглощает около 190 м^3/сут сточных вод. Скважина в районе Бейкерсфилда глубиной 918 м пройдена в песчаниках верхнего миоцена. В нее закачивается около 2700 м^3/сут тех же по составу стоков.

Наиболее широко захоронение сточных вод в глубокие водоносные горизонты применяется во Флориде [102, 151]. Геолого-гидрогеологические условия территории благоприятны для захоронения сточных вод. Поглощающие водоносные горизонты установлены в отложениях неогена—раннего мела. В северной части штата на глубинах 400—550 м выделяются два водоносных горизонта карбонатных пород, разделенные выдержанной пачкой пластичных глин мощностью 50—60 м. Верхний водоносный горизонт перекрывается глинами и песками. Таким образом, в обоих горизонтах воды напорные, в верхнем пресные, а в нижнем — высокоминерализованные, соленые. Последний пласт признан пригодным для захоронения промышленных стоков.

В г. Пенсакола в 1963—1964 гг. осуществлено подземное захоронение сточных вод от производства нейлона, содержащих кислоты, аммоний, гексаметилдиамин, спирты, кетоны, нитраты, органические и взвешенные частицы и имеющих минерализацию 9—12 г/л.

Нижний горизонт известняков, в который закачивались эти стоки, располагается на глубинах 420—500 м. Пройденная с этой целью скважина в приемной части стоков была открыта, чтобы предотвратить попадание сточных вод в вышележащие горизонты, так как затрубное пространство не было тщательно зацементировано. Нагнетательная система. сделанная из нержавеющей стали, включала горизонтальный многоступенчатый центробежный насос и систему труб с тефлоновым покрытием. Для предохранения обсадных труб от коррозии из кольцевого пространства полностью удалили воду, содержащую хлориды. Затем это пространство заполнили дизельным топливом, которое служило дополнительным экраном (помимо тефлона), препятствующим проникновению сточных вод в кольцевой зазор.

Были заложены две наблюдательные скважины: одна в верхнем горизонте на расстоянии 30 м от эксплуатационной для контроля за проникновением сточных вод из нижнего горизонта, другая в нижнем — на расстоянии 300 м от эксплуатационной скважины для наблюдения за распространением загрязнения. В наблюдательных скважинах систематически замерялось давление и отбирались пробы воды на анализ. Интенсивность закачки стоков в скважину в начале эксплуатации составляла приблизительно 1500 м^3/сут при давлении 1 МПа, затем была кратковременно увеличена до 6000 м^3/сут при давлении 1,5 МПа. Перед закачкой сточные воды подвергались механической очистке в трех прудах-отстойниках. По требованию органов надзора закачиваемые стоки должны иметь концентрацию взвесей не более 10 мг/л и pH до 5, учитывая, что воды с таким pH растворяют известняки, в связи с чем увеличивается их приемистость. Позже здесь была оборудована еще одна нагнетательная скважина. По данным Д. Гулсби [111], суммарный дебит закачиваемых стоков в отдельные периоды достигал 11 000 м^3/сут при давлении 1,1—1,6 МПа.

Интересны данные контроля за качеством подземных вод по наблюдательной скважине, расположенной в 300 м от нагнетательной. Продвижение по пласту фронта загрязнения было зафиксировано в наблюдательной скважине лишь в 1968 г., примерно через шесть лет после начала закачки. Это влияние выразилось в резком увеличении содержания в подземных водах нитратов, органических веществ и в уменьшении pH. Так как в закачиваемых стоках содержание хлоридов и нитратов было значительно меньше, чем в пластовых водах в естественных условиях, то достижение сточными водами наблюдательной скважины проявилось также в уменьшении в них хлоридов и натрия. Д. Гулсби [111] отмечает, что в 1970 г. влияние закачиваемых стоков обнаружилось на расстоянии до 1,6 км от места закачки.

В районе г. Малберри, также на севере Флориды, в 1972 г. была пробурена нагнетательная скважина для закачки сточных вод химического завода, производящего алюминиевые фабрикаты. Сточные воды характеризуются большой минерализацией (80—90 г/л), высоким содержанием хлоридов, мышьяка, стронция, ме-

ди и очень низким значением pH (около 1—2). Поглощающие породы (известняки, доломиты) верхнемелового возраста приурочены к интервалу глубин 1250—1500 м. Нагнетание стоков было кратковременным (первое нагнетание продолжалось немногим более 2 сут, второе — около 6 сут) и носило опытный характер. Дебит закачиваемых стоков варьировал в пределах от 500 до 1700 м³/сут. Анализ полученных материалов показал, что возможна утечка сточных вод через разделяющие пласты.

В южной части Флориды поглощающие горизонты сложены также карбонатными породами и частично ангидритами палеогена—нижнего мела. Связанные в ними подземные воды относятся к высокоминерализованным.

Захоронение сточных вод в районе г. Белд-Глейд осуществлялось с 1967 г. Для указанных вод характерны высокие температуры (75—90° С), содержание органических веществ, азота органического углерода (свыше 5000 мг/л) и низкое значение pH (2,6—4,5). Закачка производилась через нагнетательную скважину на глубину 500—580 м. Водоносный горизонт, в который закачивались стоки, сложен карбонатными породами и перекрыт относительно слабопроницаемыми плитчатыми доломитами и плотными известняками. Дебит закачиваемых стоков колебался от 2000 до 4300 м³/сут при давлении нагнетания до 0,35 МПа. Стоки закачивались в течение 5 лет.

Для контроля за состоянием подземных вод в процессе закачки пробурены две наблюдательные скважины: одна на поглощающий горизонт (на расстоянии 320 м от нагнетательной), другая на вышележащий водоносный горизонт (на расстоянии 23 м от нагнетательной) для изучения возможности перетекания закачиваемых стоков в верхний флоридский водоносный горизонт. Изменение состава подземных вод вследствие закачки стоков отмечено в обеих скважинах, причем, что особенно важно, на пятый год после начала нагнетания оно было зафиксировано в наблюдательной скважине, пробуренной в вышележащий водоносный горизонт [151], и проявилось в значительном увеличении (в десятки раз) содержания органического углерода, других органических веществ и в уменьшении pH.

В том же районе с 1966 г. осуществляется захоронение стоков химического завода. Нагнетание производят через одну скважину, расход закачиваемых стоков составляет 200—400 м³/сут. За время работы полигона закачано 0,16 млн. м³ сточных вод.

Следующий полигон по закачке стоков в этой части Флориды находится вблизи г. Майами. Здесь с 1971 г. производится закачка хозяйственно-фекальных вод в водоносный горизонт, сложенный известняками и доломитами и залегающий на глубине свыше 900 м. Дебит закачиваемых сточных вод в отдельные периоды достигает 10 000 м³/сут при давлении нагнетания от 0,2 до 0,5 МПа. За период с 1971 по 1973 г. было закачано свыше 110 тыс. м³ указанных стоков. В г. Пенсакола кислые стоки химического предприятия закачиваются с 1964 г. в нижний горизонт известняков

(флоридский ярус), залегающий на глубине 450—600 м и содержащий соленые воды. Закачка производится через две скважины с общей производительностью 900—1000 м³/сут. С начала работы полигона закачано более 1,6 млн. м³ стоков.

С 1964 г. в штатах Иллинойс Индиана, Огайо, Пенсильвания и Нью-Йорк закачиваются в глубокие водоносные горизонты сточные воды травильных цехов металлургических заводов, содержащие соляную или серную кислоту и железо [38]. Основным поглощающим горизонтом является водоносный комплекс докембрия, залегающий на глубинах до 1500 м. Породы комплекса имеют пористость 12—14% и проницаемость от 75 до 0,4 мкм². Пласт-коллектор перекрывают водоупорные отложения с проницаемостью от $1 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-6}$мкм². При нагнетании сточных вод в штатах Иллинойс и Индиана средний дебит поглощения скважин составил в среднем 500 м³/сут при давлении на устье около 2 МПа.

В процессе закачки стоки на половину разбавлялись чистой водой. Для обеспечения стабильной работы скважины в стоки перед их закачкой добавляли биологический ингибитор, а также ингибитор коррозии металла. За два года закачки на одном из объектов было удалено около 360 000 м³ высококонцентрированных сточных вод, с которыми в пласт было захоронено приблизительно 10 400 т железа. Применение метода подземного захоронения сточных вод травильных цехов оказалось в два-три раза дешевле, чем очистка стоков и устройство поверхностных накопителей.

В Европе успешная закачка промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты осуществлена во Франции, ФРГ, ГДР, Великобритании.

По данным Д. Мойена и П. Реньона [188], во Франции она производилась в водоносные известняки средней юры, залегающие на глубине 1950—1980 м и перекрытые толщей водонепроницаемых глин мощностью около 170 м. Для закачки сточных вод с дебитом до 1100 м³/сут необходимо давление нагнетания в 1 МПа. На основе расчетов делается вывод, что при закачке сточных вод с указанным дебитом до 2000 г. в пласте образуется «цилиндр» стоков высотой до 100 м и радиусом около 1 км.

В ФРГ имеется 14 полигонов для закачки сточных вод в глубокие горизонты. Наиболее благоприятные геолого-гидрогеологические условия для этого существуют на территории Северо-Германской низменности, Мюнстерской бухты (Северный Рейн-Вестфалия), молассового бассейна на юге страны, в бассейне р. Верра и в раойне г. Нейзор-Эллэрс (земля Гессен) и г. Люсбург (Бавария). В ГДР насчитывается 13 полигонов для захоронения сточных вод [28].

В Великобритании с 1965 г. сточные воды сбрасывают в отработанные угольные шахты Ланкашира.

В Японии осуществлялась закачка в водоносные горизонты кислых дренажных вод медных рудников и отработанных вод геотермальной электростанции.

Дж. Мока [184] приводит обзор данных, содержащихся в опубликованных работах по закачке сточных вод в глубокие водоносные горизонты в США и в некоторых странах Европы. Специалисты, изучавшие указанные регионы, пришли к следующим выводам.

Захоронение сточных вод в глубокие подземные горизонты предполагает закачку их через скважины в отложения с достаточно высокой пористостью, позволяющей вместить большие объемы стоков при относительно невысоком давлении нагнетания. Поступившие в водопроницаемые отложения стоки фильтруются со скоростью соответствующей давлению, прилагаемому на устье скважины, и вытесняют при этом равный объем заключенной в отложениях подземной воды. На эффективность вытеснения подземных вод, заключенных в породах, оказывают влияние гомогенность стоков, проницаемость пород, относительные вязкости обеих жидкостей и их способность смешиваться. Чем выше вязкость закачиваемых стоков по сравнению с подземными водами горизонта и чем лучше смешиваемость, тем выше эффективность вытеснения.

При горизонтальном залегании водоносного горизонта и однородности его фильтрационных свойств фронт закачиваемых стоков будет иметь форму диска, центр которого совпадает с положением скважины. При наличии естественного гидродинамического уклона фронт приобретает асимметричную по отношению к скважине форму, так как с бóльшей скоростью распространяется вниз по падению горизонта.

Объем пространства, занимаемого закачанными отходами, зависит от давления нагнетания, сжимаемости жидкостей, заключенных в породах, пластичности последних и гидродинамической связи между горизонтами, в которые отводятся отходы, и морем. Аккумулирующая емкость глубокозалегающих пород ограничена, поэтому давления при закачке не должны превышать некоторых пределов во избежание нарушения водоупорных слоев и в связи с другими технологическими ограничениями. Поэтому рекомендуется закачивать только очень концентрированные, сильно токсичные и практически не поддающиеся обработке жидкости.

Учитывая сложность проблемы захоронения и трудность исправления допущенных при этом ошибок обращается внимание на необходимость тщательного анализа геологических материалов при выборе геологических структур для заложения нагнетательных и наблюдательных скважин.

При решении этого вопроса рекомендуется руководствоваться следующим:

— породы для захоронения стоков должны обладать достаточной пористостью, проницаемостью и пространственной протяженностью, с тем чтобы принять стоки при надежных и практически приемлемых давлениях закачки;

— породы для приемки стоков должны залегать ниже горизонта пресных подземных вод и отделяться от него достаточно мощной пачкой водоупорных пород.

При выборе горизонта для закачки стоков предпочительны трещиноватые породы (известняки, доломиты, песчаники). Действительно, как показывает статистика, на горизонты с указанным составом поглощающих пород в США приходится 63% построенных скважин, а в штате Канзас, по данным Б. Латта [167], их число достигает 85%. Магматические и метаморфические породы, хотя и обладающие трещинной пористостью, редко используются для закачки стоков. С учетом указанных особенностей различными методами определяют количество стоков, которое можно закачать в породу.

К хорошим водоупорам относятся ненарушенные глинистые сланцы, глина, шифер, ангидрит, гипс и плотный алевролит. Водоупорные породы должны удержать стоки, закачанные в водоносный горизонт, в связи с чем необходимо принять меры, направленные на предотвращение их вертикального разрушения.

Минимальная глубина захоронения определяется глубиной залегания соленых вод, располагающихся под водоупорной толщей. Она может колебаться в значительных пределах. Наименьшая минерализация воды горизонта, в который предполагается закачивать промышленные стоки, устанавливается с учетом перспективного объема водопотребления и развития технологии в области водоочистки. Например, в штате Иллинойс (США) пригодной для использования или пресной водой, охраняемой от загрязнения промышленными стоками, считается подземная вода с минерализацией до 5 г/л, в дальнейшем, возможно, норма повысится до 10 г!л. Стоки с высокой токсичностью рекомендуется закачивать в изолированные синклинальные структуры.

При выборе места для заложения нагнетательной скважины рекомендуется иметь в виду, что чрезмерно высокое естественное давление жидкости и высокая температура в зоне возможной закачки могут ее затруднить и сделать неэкономичной. Не следует закладывать скважины на сейсмически активных участках в связи с возможным повреждением их подземных частей. При наличии заброшенных, неправильно тампонированных скважин, достигающих зоны закачки, в целях предупреждения проникновения сбрасываемых стоков в горизонты пресных подземных вод или выхода на поверхность, необходимо затампонировать их.

В табл. 8 приведены необходимая информация, которую надо иметь об участке закачки промышленных стоков, и методы ее получения [184].

Возможность закачки специфических стоков определяется их физическими и химическими характеристиками, а также особенностями поглощающих стоки пород и заключенных в них подземных вод. Часто при закачке стоков происходит заиление пор водовмещающих пород, которое вызывается наличием в стоках взвесей и газов, реакциями осаждения, происходящими при взаимодействии закачиваемой жидкости с водовмещающими породами или подземными водами; образованием газообразных продуктов реакции и реакционных пленок, обволакивающих минералы водо-

Таблица 8

Показатели	Методы определения
Мощность и характеристика водовмещающих пород	Визуальное описание керна, электрокаротаж, радиоактивный каротаж, звуковой каротаж, замеры нутромером и фотокаротаж
Пористость	Лабораторные исследования, электрокаротаж, радиоактивный каротаж, звуковой каротаж
Проницаемость	Опытная откачка и нагнетание, электрокаротаж, микрокаротаж
Естественное давление в водоносных породах	Погружение манометров в глубокие горизонты
Минерализация подземных вод	Электрокаротаж, радиоактивный каротаж
Температура подземных вод	Температурный каротаж
Величина расхода воды в различных горизонтах	Опытная откачка

вмещающих пород, и дисперсией глинистых минералов, происходящей в результате ионного обмена или снижения минерализации подземных вод.

Проницаемость может снижаться также под влиянием развития бактерий, водорослей или плесени на водовмещающих породах.

Требования к проектированию скважин для закачки отходов аналогичны требованиям, предъявляемым при бурении нефтяных скважин, скважин для закачки воды на нефтепромыслах и для водоснабжения. Обычно бурение осуществляется ударно-канатными или роторными станками. Ударно-канатные станки применяются при проходке неглубоких скважин (до 600 м), роторные — для всех глубин. Стоимость и время бурения роторными станками обычно меньше, чем ударно-канатными. Кроме того, при этом виде бурения обеспечивается лучшее опробование пород.

При разработке конструкции скважины необходимо предусмотреть меры по предотвращению интрузии закачиваемых отходов в любой горизонт, кроме предназначенного для закачки. Должны быть обеспечены возможность применения выбранной системы или систем бурения и запланированной скорости бурения, условия для использования различных методов стимуляций работы скважины, а также возможность увеличения ее глубины в дальнейшем и др.

Важнейшей частью конструкции является труба, через которую должны закачиваться стоки. Для крепления обычно используются стальные трубы минимально возможного диаметра с нарезными или сварными соединениями, благодаря чему они образуют сплошную колонну. Для предотвращения коррозии внутренняя поверх-

ность ее покрывается асфальтом, пластиком или другими защитными средствами. При закачке высококоррозионноактивных стоков предпочтительно использовать внутреннюю трубу, которую легко можно заменить. Кольцевое пространство между внутренней и рабочей трубой изолируется от пород, принимающих стоки, и последние закачивают посредством механических и жидкостных затворов. В первом случае между внутренней трубой и рабочей вставляется пакер, а кольцевое пространство между ними заполняется ингибированной водой, гидразином, нефтью или другой жидкостью, надежно закрепляющей пакер и уравновешивающей давление во внутренней трубе. При сооружении скважин большое внимание уделяется цементированию кольцевого пространства скважины и кольцевого пространства между двумя смежными трубами. Оно производится с целью защиты обсадных труб от внешней коррозии, увеличения прочности крепления, а также предотвращения содержания подземных вод в водовмещающих породах в затрубном пространстве и поступления закачиваемых отходов в другие водоносные горизонты, кроме выбранного.

На завершающих стадиях заложения скважины для закачки отходов проводят работы, имеющие целью: ликвидировать вредные последствия для вмещающего горизонта, возникающие в результате заиления буровым и цементным растворами; повысить поглощающую способность его в результате очистки и создания новых пор и трещин; стабилизировать водоносный горизонт вокруг скважин. Это осуществляется промывкой скважины чистой пресной водой, механической обработкой ствола, свабированием, подкислением, гидравлическим разрывом и торпедированием скважины.

В процессе закачки отходов ведут наблюдения за расходом закачиваемой жидкости, давлением и составом закачиваемого материала; давлением и составом жидкости в кольцевом пространстве

Таблица 9

Типы стоков	Дебит закачки, м³/сут	Давление нагнетания, МПа	Глубина скважины, м	Общая стоимость системы, долл.
Рассолы	1100	3,5	3000	1 420 000
Щелочные воды (pH 10)	400	7	1800	250 000
Сточные воды (pH 1—9)	2300	0	1200	700 000
Сточные воды производства акролина и глицерина	4000	1	600	135 000
Растворы фенолов, сульфидов	1200	0,2—0,6	540	30 000
Стоки коксохимического производства	290	2,1	170	25 000
Органические воды	350	3,5	440	400 000
Сточные воды производства серной кислоты	2300	0	550	562 000
Сточные воды бумажного производства	1900	9	510	1 000 000

между внутренней трубой и обсадной; давлением и составом воды в наблюдательных скважинах.

Постоянное снижение показателя закачки свидетельствует о заилении водоносного горизонта. Наблюдая за давлением и составом жидкости в кольцевом пространстве, можно установить повреждения в трубах крепления скважины, в цементном слое, во внутренней трубе, обнаружить смещение пакера. Наблюдательные скважины проходят для выявления утечек из поглощающего отходы водоносного горизонта.

Все фирмы, осуществляющие закачку жидких стоков через скважины в глубокие водоносные горизонты, пришли к выводу, что этому методу принадлежит большое будущее.

В табл. 9 приведена стоимость систем подземного захоронения некоторых типов промышленных стоков [278].

В нашей стране работает ряд полигонов по закачке промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты, проектируются новые, на ряде площадей проводятся широкие гидрогеологические исследования для обоснования захоронения сточных вод, имеется большое число публикаций по этой проблеме.

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Выделение мелиоративной гидрогеологии в качестве прикладной отрасли гидрогеологической науки, в задачу которой входит обоснование мелиораций, произошло пока только в Советском Союзе.

Развитию этой отрасли за рубежом в значительной мере способствовали успехи советских школ мелиорации и мелиоративного почвоведения. Достаточно назвать «Международное руководство по ирригации и дренажу», подготовленное по инициативе В. А. Ковды и изданное ЮНЕСКО в 1967 г. Оно написано при активном участии советских специалистов. В 1973 г. вышло в свет справочное руководство, в котором рассмотрены вопросы водопотребления и режима орошения сельскохозяйственных культур, процессы испарения и транспирации, влияние грунтовых вод на почвы, воздействие искусственного дренажа на почвенный покров, использование минерализованных вод для орошения, управления солевым режимом почв, рассоление содовых почв и т. д.

В мировой практике гидрогеологических исследований, в том числе выполняемых для решения задач мелиорации земель, широко используются также достижения советских гидрогеологов. В частности, ими подготовлен ряд разделов в работе [115]. Советские специалисты неоднократно выступали с докладами на международных конгрессах и симпозиумах по ирригации и дренажу, почвам и др.

При гидрогеологических исследованиях, выполняемых для целей мелиорации, как в нашей стране, так и за рубежом, проводится гидрогеологическая съемка разного масштаба, определяются гидрогеологические параметры водоносных горизонтов, оцениваются ресурсы и изучаются режим и баланс подземных вод, составляется прогноз их режима с использованием методов математического моделирования.

В настоящей главе охарактеризованы специфические особенности методики и некоторые результаты гидрогеологических работ, выполненных в ряде стран для целей мелиорации.

Орошение и осушение земель имеют огромное значение для развития сельского хозяйства в тех странах, территории которых полностью или частично, постоянно или периодически, испытывают недостаток или избыток влаги в почве.

В 1975 г. площадь орошаемых земель в мире составляла около 240 млн. га. В настоящее время площадь пригодных для орошения земель оценивается в 947 млн. га, из которых 290 находятся в Африке, 355 в Азии, 160 в Южной Америке, 80 в Северной Америке, 30 в Европе, 2 в Австралии. По прогнозу Международной комиссии по ирригации и дренажу (МКИД), к 200 г. площадь орошаемых земель достигнет 500 млн. га. Для орошения этой пло-

щади при средней оросительной норме 4500 м³/га ежегодно потребуется дополнительно 45 км³ воды.

Развитие ирригации на современном этапе осуществляется по пути рационального использования водных ресурсов на основе совершенствования способов орошения и техники полива, автоматизации водораспределения и управления поливами и т. д. В частности, такое управление крупными оросительными системами осуществляется во Франции.

В США орошаемые площади в 1976 г. составляли 22,76 млн. га, из них дождеванием орошалось 6,3 млн. га. Темпы развития дождевания более чем в 3,3 раза превышают темпы развития орошения в целом. В стране развивается также капельное орошение. К достоинствам последнего относятся: экономное расходование воды, исключение эрозии и обеспечение нужного водного режима почв; к недостаткам — засоление почв на границах орошаемого участка. Несмотря на высокую стоимость капельного орошения, оно оправдывает затраты. Применение такого орошения возможно на площадях произрастания плодовых деревьев, овощей, сахарного тростника, пропашных культур, культур закрытого грунта и др. Площадь капельного орошения в стране возросла с 40 га в 1960 г. до 54 600 га в 1975 г. Всего в мире оно применяется на площади 162 тыс. га (Австралия 42, Израиль 25, ЮАР 18, Мексика 13,83 и т. д.).

Площадь осушенных земель ориентировочно оценивается в 180 млн. га. Наибольшие площади осушены в США (около 60 млн. га), Аргентине (7,7 млн. га), Бразилии (7 млн. га), Пакистане (6,1 млн. га). До 2020 г. в США предусматривается осушить еще 31,3 млн. га, в том числе 17,3 млн. га обрабатываемых земель, 9,9 млн. га залесенных и 4,1 млн. га пастбищ.

Распределение площадей осушенных земель по странам света следующее (в %): Европа — 24,4, Азия — 21,8, Северная Америка — 46,3, Южная Америка — 5,3, Африка — 1,6, Австралия и Океания — 0,6. В ряде стран (США, ПНР, ФРГ, Великобритания, Дания, Нидерланды, Бельгия, Франция) осушено свыше 60% болот и заболоченных земель. Во многих странах мелиорация указанных земель проводится на одних и тех же площадях по нескольку раз; осушительные системы постоянно модернизируются.

Общей чертой большинства орошаемых районов мира является низкая естественная дренированность земель, следствием которой является широкое развитие засоленных почв. Площади солончаков, засоленных почв, солонцов и щелочных почв занимают огромную территорию на всех континентах.

Наличие этих почв причиняет значительный ущерб сельскому хозяйству. Только в США общие потери от неблагоприятных почвенных и мелиоративных условий и недостатков водоиспользования достигают 9 млрд. долл. в год. По данным Организации по вопросам продовольствия и сельского хозяйства ООН (ФАО), не менее 50% орошаемых площадей мира засолено, имеют снижен-

ную продуктивность или полностью выпали из сельскохозяйственного оборота. Отсюда вытекает огромное значение мероприятий по регулированию режима грунтовых вод и водно-солевого режима орошаемых почв, а следовательно, и методов гидрогеологического обоснования этих мероприятий.

Значение мелиоративной гидрогеологии возрастает и в связи с возникшей глобальной проблемой борьбы с опустыниванием земель. В. А. Ковда [24] под этим термином понимает совокупность физико-географических процессов, происходящих под воздействием природных и антропогенных факторов, приводящих к разрушению экологических систем аридных областей, деградации всех форм органической жизни и в итоге — к снижению природно-экономического потенциала этих территорий. Автор отмечает, что в результате опустынивания продуктивность семиаридных и субгумидных ландшафтов уменьшается до уровня продуктивности пустынь и полупустынь.

Так, на южном побережье Африки ежегодно превращается в пустыню около 100 тыс. га земель. И. Зонн [4] указывает, что граница пустыни Сахара продвигается на юг со скоростью несколько миль в год и за последние 50 лет около 650 тыс. км^2 земель, ранее пригодных для сельского хозяйства, стали пустыней. В Судане эта граница за последние 19 лет продвинулась примерно на 100 км к югу. В Южной Америке (Чили) пустыня Атакама наступает по фронту протяженностью 80—160 км со скоростью 1,6—3,2 км в год. В Индии и Пакистане пустыня Тар ежегодно поглощает около 13 тыс. га плодородных земель.

В 1977 г. в Найроби (Кения) состоялась специальная конференция ООН, посвященная проблеме опустынивания. Созыв ее был связан с катастрофической засухой, охватившей в 1968—1973 гг. аридную подтропическую зону Сахель, расположенную южнее пусты Сахара. В результате засухи в указанной зоне на треть сократилась площадь оз. Чад, прекратились паводковые разливы рек Нигер и Сенегал, понизился уровень грунтовых вод, пересохли колодцы от бескормицы погибили стада домашних животных. В результате неурожая продовольственных культур от голода погибло около 250 тыс. человек.

В докладе исполнительного директора программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП) М. Толбы [16] отмечалось, что в странах с засушливым, полузасушливым и полувлажным климатом, главным образом вследствие опустынивания, ежегодно становятся непригодными для использования от 50 до 70 тыс. км^2 плодородных земель. Деградация последних в основном вызвана нерациональной деятельностью человека и проявляется в процессах эрозии почв, их засолении и заболачивании. Уменьшение запасов подземных вод в эксплуатируемых водоносных горизонтах, увеличение минерализации речных вод в орошаемых районах также способствуют развитию пустынь. По данным того же автора, опустынивание угрожает 30% площади суши, что отразится на существовании 1/6 части населения Земли.

Процессы опустынивания поражают и высокоразвитые страны, в частности США. Например, основными факторами опустынивания в США являются: засоление почв, ветровая эрозия вследствие засух и неправильных приемов земледелия, а также перевыпас. Повышается и соленость рек вследствие сброса в них дренажных вод, испарения с поверхности водохранилищ и оросительных каналов.

Проект Плана действий Генеральной Ассамблеи ООН предполагает, что опустынивание будет остановлено к 2000 г. Основная цель Плана — сохранить плодородие земель, сберечь водные ресурсы, восстановить деградированные земли и вновь сделать их плодородными.

Для реализации плана мероприятий по борьбе с опустыниванием организуется система контроля за процессами опустынивания и изменением природных ресурсов аридных областей (мониторинг). В этих областях в его состав входит изучение глобальных, региональных и локальных процессов. Так, например, разработан проект мониторинга для Юго-Западной Азии (Афганистан, Иран, Индия и Пакистан). Средствами мелиоративной гидрогеологии будут контролироваться: 1) подземные воды и глубина залегания грунтовых вод; 2) засоление почв. В первом случае предусматривается изучение запасов грунтовых вод и всех изменений, связанных с их использованием, пополнением и истощением; во втором — определение мест выклинивания грунтовых вод на поверхность земли, изучение причин подъема их уровней и засоления почв. Решение поставленных задач должно осуществляться на основе использования космических снимков с американского спутника ЕРТС-I (Ландсат), подспутниковой аэрофотосъемки и наземных исследований, сопровождающихся составлением соответствующих карт.

Гидрогеолого-мелиоративные исследования в связи с орошением и осушением земель

Для гидрогеологического обоснования проектов мелиораций проводят следующие виды исследований:

— изучение региональных гидрогеологических условий (включая режим и баланс подземных вод) объектов мелиорации и прилегающих территорий для проектирования мелиоративных систем, режима орошения, размеров водоотведения и т. д.;

— прогноз режима и баланса подземных вод в связи с осуществлением мелиорации;

— оценка гидрогеологических условий с целью установления очередности мелиорации земель, выбора типа и расчетов параметров дренажа, использования подземных вод для орошения и проектирования других мелиоративных мероприятий;

— проведение комплекса гидрогеологических наблюдений на мелиорированных землях для проверки достоверности гидрогеологических прогнозов, оценки эффективности дренажа, контроля мелиоративного состояния земель и т. д.

Эти работы выполняются обычно во время съемок и детальных изысканий непосредственно на объектах мелиорации, по трассам каналов, на участках расположения гидротехнических сооружений и т. д.

Детальность съемочных работ различна в разных странах и определяется сложившимися традициями, социально-экономическими условиями и другими факторами. В США, например, исследования для классификации земель по пригодности для орошения, на основании рекомендаций Бюро мелиорации Министерства внутренних дел, проводятся по схеме, приведенной в табл. 10.

Учитывая крупные масштабы съемок, особенно для земель проектируемого освоения и в то же время весьма незначительные рекомендуемые глубины скважин (в основном 1,5—3 м и то лишь при условии, если водоупорный пласт не находится на меньшей глубине), подобные исследования точнее было бы отнести к почвенно-мелиоративным, а не к гидрогеологическим.

При исследованиях рекомендуется изучать почвенный слой и подстилающую его породу (гранулометрический состав, водно-физические свойства и изменчивость их по вертикали и площади, фильтрационные свойства, содержание в породах натрия и гипса, общую засоленность, pH, минерализацию и химический состав

Таблица 10

Показатели	Рекогносцировочные изыскания	Полудетальные съемки	Детальные съемки	
			новые земли	староороша-емые земли или однородные новые
Классы изучаемых земель	1—3,6	1—3,6	1—6	1—6
Масштаб карт	1 : 24 000	1 : 12 000	1 : 4800	1 : 12 000
Максимальное расстояние между поперечниками, км	1,6	0,8	0,4	0,8
Точность, %	75	90	97	97
Дневная норма съемки, км²	7,7—12,8	2,6—7,7	0,6—2,6	2,6—7,7
Минимальная площадь земель 6-го класса, выделяемая в крупных массивах пахотнопригодных земель, га	1,62	0,2	0,08	0,08
Минимальная площадь участка для перевода в более низкий класс пахотнопригодных земель, га	16,2	4,05	0,81	4,05
Минимальная площадь участка для перевода в более высокий класс пахотнопригодных земель, га	16,2	8,1	4,05	8,1
Минимальное число выработок для исследования почвы и подстилающих пород:				
скважины или шурфы (глубиной 1,5 м) на 2,5 км², глубокие выработки (3 м и более) на населенный пункт	1	4	16	4
	1	2	4	2

грунтовых вод и т. д.). Результаты используют для классификации орошаемых земель, выделяя в общем случае шесть классов — от пахотных (пригодных для орошения) до непахотных. Классы различаются по ряду показателей и в конечном итоге — по потребности земель в искусственном дренаже и его параметрам. Последний показатель, влияющий на стоимость орошения земель, является одним из основных для отбора земель под освоение. Границы земель различных классов отражают на картах соответствующего масштаба.

Состав и методика изысканий для проектов осушения переувлажненных земель в ФРГ и других европейских странах даны Р. Эггельсманом [19]. Особое внимание им обращено на изучение болотных, грунтовых и напорных подземных вод и их взаимосвязи, определение содержания в воде железа в связи с опасностью «заохривания» закрытых дрен. Отмечается важность изучения инфильтрационного питания грунтовых вод и фильтрационных свойств пород полевыми и лабораторными методами.

В Нидерландах на площади 1 га земель, намеченных к осушению, в двух-трех точках экспресс-методом оценивают фильтрационные свойства грунтов. Считается, что эти затраты окупают себя в процессе эксплуатации удачно осушенных земель.

Возможность полевого определения глубины залегания и минерализации грунтовых вод с помощью специального устройства описана Дж. Уилфредом [288]. Предлагаемое устройство состоит из зонда, навинчивающегося на штангу, и регистрирующего устройства. Нижняя часть зонда выполнена в виде конуса, выше по окружности расположены фильтрующие отверстия, через которые вода заполняет внутреннюю полость зонда. С помощью изолирующего корпуса круговой формы в зонде центрируется трубка, внутри которой установлены двойные положительные электроды полюса (отрицательный выведен на корпус устройства). При погружении зонда в водоносные породы измеряемые величины электрического сопротивления передаются по кабелю на регистрирующее устройство. Прибор позволяет оценить минерализацию грунтовых вод, их агрессивность по отношению к бетону. В работе приведено схематическое описание предлагаемого устройства, дается технико-экономическое обоснование применения и определена область его использования.

В общем комплексе гидрогеологических исследований на мелиорируемых землях значительное внимание уделяется изучению режима подземных вод. Как и в нашей стране, эти наблюдения ведутся по государственной и ведомственной сети скважин. В программу работ включаются наблюдения за режимом уровня грунтовых вод, изменениями пьезометрического уровня напорных вод, дебитом фонтанирующих скважин и источников, за температурой и химическим составом подземных вод.

В практике гидрогеолого-мелиоративных исследований на орошаемых и осушаемых землях за рубежом большие работы проводятся по изучению водного баланса. Для этой цели используют

экспериментальные методы, расчеты баланса методом конечных разностей, математическое моделирование и др.

Для оценки инфильтрационного питания грунтовых вод и расхода последних на испарение и транспирацию уже более 200 лет применяются лизиметры-испарители различных конструкций. Особое внимание лизиметрическим исследованиям уделяется в Нидерландах. В этой стране с высокоразвитой техникой осушения земель накоплен интересный опыт этих исследований. Одна из групп лизиметров, пожалуй самых крупных в мире, установлена в 1941 г. на лизиметрической станции Кострикум, в 2 км от побережья Северного моря.

Лизиметры (4 штуки), имеющие размер 25×25 м, выполнены из армированного бетона и заряжены дюнными песками. Уровень грунтовых вод поддерживается постоянным на глубине 2,4 м. Просачивающиеся атмосферные осадки отводятся дренами в специальную измерительную камеру, в которой уровень воды регистрируется поплавковым водомером-самописцем.

Результаты исследований используются для решения задач водоснабжения, в частности для планирования мероприятий по искусственному восполнению запасов грунтовых вод. Лизиметрические данные представляют большой интерес и для решения мелиоративных задач. Один из четырех лизиметров (№ 1) лишен растительного покрова. В лизиметре № 2 поддерживается естественная растительность дюн (с преобладанием моренной крушины). В лизиметре № 3 посажены широколиственные деревья — дуб, береза, ольха. Лизиметр № 4 засажен черной сосной. Вокруг каждого лизиметра (кроме № 1) сохраняется естественный растительный покров, рядом с лизиметрами установлены метеорологические приборы. Регистрация температуры и влажности почвы и пород зоны аэрации ведется и в лизиметрах. Наблюдения продолжаются до настоящего времени. Получен ценнейший материал для установления закономерностей водного режима песчаных почв и формирования грунтовых вод в гумидной зоне при разных вариантах растительного покрова. Результаты наблюдений освещены в рассмотренной выше работе и публикациях других авторов.

Данные об осадках, их инфильтрации (равной дренажному стоку), испарении и транспирации по лизиметрам за 1942—1954 гг. показывают, что величина (Р—Д) в первом лизиметре есть испарение, в остальных — эвапотранспирация. Значение таких многолетних наблюдений в общем комплексе воднобалансовых исследований, проводимых с целью мелиорации, водоснабжения, прогноза режима грунтовых вод и т. д., трудно переоценить [290].

Кроме лизиметрической станции Кострикум, в Нидерландах с 1918 г. функционирует лизиметрическая станция Института почвенных исследований в Гронингене. Здесь установлены восемь лизиметров из армированного бетона площадью сечения 89 дм^2 и глубиной 140 см. Они установлены на сельскохозяйственном поле с тем же растительным покровом. В лизиметрах изучаются не только элементы водного баланса и, в частности, водопотребление

в условиях произрастания сельскохозяйственных культур, но режим и баланс питательных элементов почвы, вносимых с удобрениями.

С 1903 г. в районе Лейдена ведутся лизиметрические исследования Муниципальной комиссией по водоснабжению г. Амстердама. Количество просачивающихся осадков регистрируется самописцами в специальных резервуарах, в которые поступает эта вода. Обязательным условием правильной организации наблюдений является установка дождемеров-самописцев в непосредственной близости от лизиметров.

Группа лизиметров Центрального института сельскохозяйственных исследований работает в Вагенингене на участках польдерного осушения. Большинство лизиметров компенсационные, с поддерживаемым на постоянной глубине уровнем грунтовых вод. В части лизиметров уровень грунтовых вод автоматически поддерживается на той же глубине, что и на окружающем поле. Потребление воды травами, зерновыми, овощными и другими культурами изучается в условиях «субирригации» или поверхностного полива. Результаты наблюдений регулярно публикуют (по некоторым лизиметрам ежемесячно) и используют при эксплуатации существующих и проектировании новых мелиоративных систем.

В заключение следует подчеркнуть важность лизиметрических исследований для определения величины инфильтрации. Определение ее, как известно, необходимо для расчета нагрузки на дренаж сельскохозяйственных земель, оценки ресурсов грунтовых вод и решения многих других задач.

Для уменьшения затрат на исследования и изыскания, к сожалению, весьма часто прибегают к определению величины инфильтрации по разности между количеством выпадающих осадков (или подачей воды на орошение) и эвапотранспирацией, вычисляемой по эмпирическим формулам в зависимости от климатических и некоторых других факторов. Об ошибочности такого метода оценки инфильтрационного питания грунтовых вод можно судить по результатам специальных лизиметрических исследований, проведенных в Великобритании, в Северном Ноттингемшире. Исследования осуществлялись в 1972—1975 гг.

Исследования проводились на двух рядом расположенных лизиметрах, представляющих участки местности размером 10×10 м. Они сложены в основном мелкозернистыми песками, на которых сформировался почвенный слой мощностью 0,46 м. На глубине 3,9 м находится кровля мощного водоупорного горизонта мергеля пермского возраста. По периметру лизиметры ограничены трехслойными полиэтиленовыми защитными покрытиями, уложенными в траншеи, врезанные в кровлю мергеля и в основании залитые бентонитом. Конструкция лизиметров исключает приток воды со стороны во время выпадения осадков и отток ее с опытной площадки. Участки были засеяны травяной смесью, высота которой постоянно поддерживалась равной 0,05 м.

Грунтовые воды в лизиметрах находились на такой же глубине, как и вне их, в среднем на 2,3 м. Наблюдательные скважины в лизиметрах и за их пределами были оборудованы поплавковыми уровнемерами системы Мунро. По сигналам последних автоматически включались насосы, приводившие в соответствие уровни грунтовых вод в лизиметрах и на окружающем их поле. Для определения ежедневной величины инфильтрации была составлена специальная программа для ЭВМ, учитывающая емкостные свойства грунта, изменения запасов влаги в ненасыщенной части зоны аэрации (регистрируемые нейтронным зондом, установленным в лизиметре) и другие данные.

В результате трехлетних наблюдений установлено, что в лизиметре № 2, при средней годовой сумме осадков, равной 535,7 мм, фактическая инфильтрация составила 341,7 мм, вычисленная — 223,0 мм. Средняя, измеренная инфильтрация по двум лизиметрам за тот же период достигала 175% по отношению к расчетной величине. Очевидно, такая погрешность может существенно отразиться на эффективности работы искусственного дренажа, на оценке ресурсов грунтовых вод и других параметрах. Несмотря на это, авторы статьи, отмечая недостатки лизиметров небольшого сечения и ограниченной глубины, затрудняющих нормальное развитие корневой системы растений, рекомендуют рассмотренный метод определения инфильтрации. Они считают его пригодным для широкого диапазона почв, растительности, климата даже при сравнительно глубоком залегании водоупора (до 10 м и более). Последнее положение аргументировано тем, что процесс эвапотранспирации, влияющий на величину инфильтрации, эффективен только до глубины 2 м ненасыщенной зоны, где располагается корневая система растений. Достоинством метода является возможность произвести точные измерения вне зависимости от количества осадков и величины испарения.

Для оценки инфильтрационного питания грунтовых вод на мелиорируемых землях, во многих странах применяются изотопные методы исследований, осуществляемые, как правило, при участии Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ). Расходы на такие исследования незначительны по сравнению со стоимостью классических гидрогеологических методов.

Большое внимание за рубежом уделяется наблюдениям за влажностью почв и пород зоны аэрации. Изменения влажности почв и запасов влаги в указанной зоне, как известно, являются важным элементом водно-балансовых исследований. Эти данные необходимы для определения сроков полива и величины инфильтрационного питания грунтовых вод, а также прогнозов солевого режима почв на орошаемых землях.

Для определения влажности почв в полевых условиях используются разные методы. В частности, широко применяется нейтронный метод, основанный на определении влажности по скорости счета медленных нейтронов в единицу времени. Точность метода

зависит от качества градуировки, которую можно выполнять несколькими способами. Лабораторная градуировка состоит в определении скорости счета при фиксированных значениях влажности. При полевой градуировке влажность определяется, как правило, гравиметрическим способом. Теоретическая градуированная кривая может быть вычислена на основании теории переноса, которая построена на предположении, что элементы почвы значительно слабее замедляют нейтроны по сравнению с почвенной влагой. Теоретические и экспериментальные исследования показали, что погрешности измерений могут быть вызваны как свойствами почвы, так и технической характеристикой прибора. Активность источника, тип детектора и их относительное расположение в зонде влияют на наклон и форму градуировочной кривой. Различные свойства почвы оказывают воздействие на скорость счета. При внесении в почву удобрений и изменении концентрации солей увеличивается возможность получения заниженных показателей. На показания оказывают влияние изменения объемной массы почвы.

Нейтронный метод определения влажности почв был применен в НРБ. Так, например, нейтронный влагомер типа Трокслер (США) использовался для определения и регулирования запасов влаги в черноземе [293]. Практическое решение проблемы заключалось в определении влияния плотности и химического состава почвы на тарировочную характеристику влагомера, чувствительность и точность измерения. Сравнение тарировочных характеристик, предложенных фирмой и полученных опытным путем в конкретных условиях показало значительное различие между ними. Объемная влажность почв, определяемая на основе тарировки проведенной фирмой оказалась завышенной в среднем на 6 %. Различие величины объемной влажности почв, определенной нейтронным влагомером, по отношению к весовому методу, составило для этих почв $\pm 2{,}5\%$. Бурение скважины и установка в нее обсадных труб должны проводиться так, чтобы исключить зазоры между почвой и трубой, наличие которых может привести к снижению точности измерения влажности на 3—4%. Правильное применение метода позволяет определять объемную влажность почвы с высокой точностью.

В США для контроля за влажностью почв и определения сроков полива на орошаемых землях широко применяют тензиометры, которые благодаря простоте и дешевизне в ряде районов вытеснили другие методы их определения. Обычно на поле устанавливают 1—2 тензиометра. Иногда они располагаются кустами по две-три штуки. При мощности активного слоя менее 45 см устанавливается один тензиометр на глубине 30 см, более 45 см — два и более 1,2 м — три. В зависимости от показаний тензиометров разработаны рекомендации по срокам полива. Оптимальный для большинства растений режим создается при величине всасывания в почве, равной 0,01—0,02 МПа (влажность 60—75%).

Кроме США, тензиометры широко применяются в Чехословакии, Испании и других странах.

Тензиометр, сконструированный в Чехословакии, прошел обстоятельную проверку в лабораторных и полевых условиях при орошении. С его помощью можно более точно устанавливать период максимального потребления влаги растениями, судить об эвапотранспирации и глубине почвенного слоя, из которого в основном происходит питание растений влагой. На однородных почвах достаточно установить тензиометр на глубине расположения корневой системы растений или в ином интересующем горизонте.

В Испании применяют тензиометры, представляющие нейлоновую трубку диаметром 1/8″, один конец которой заканчивается камерой с ртутью, а другой — присоединяется к тройнику. Действие прибора основано на измерении гидравлического напора, определяемого по поднятию ртути. Датчик устанавливается в шурфе на глубине исследуемого слоя.

Для изучения движения влаги в ненасыщенных грунтах, процессов засоления и рассоления почв, а также загрязнения грунтовых вод за рубежом применяются радиоизотопные методы исследований.

В США этот метод был применен при комплексных геолого-географических исследованиях в Южной Каролине. В качестве индикатора использовался тритий с периодом полураспада 12,3 года. Наблюдения за его передвижением проводились до глубины 5 м в течение 6 месяцев и позволили установить ряд закономерностей в миграции влаги, сорбции солей и процессах диффузии. Дж. Бахадар и др. [31] приводят результаты изучения продвижения контура влажности, образующегося при выпадении атмосферных осадков и под влиянием орошения. В скважины малого диаметра вводилась тритиевая вода (НТО) порциями по 2 мл с интервалом по глубине 10 см. Концентрация НТО в грунте определялась нейтронным влагомером. Авторы отмечают надежность и простоту методики, а также измерительной техники. Ее не рекомендуется применять в условиях возможного интенсивного бокового оттока индикатора, при наличии трещин и при близком залегании грунтовых вод.

Модифицированный способ применения нейтронного влагомера для автоматического определения сроков полива описан в работе [237]. Прибор позволяет производить повторные замеры влажности, работа с ним не препятствует обработке почвы.

Кроме охарактеризованных методов и приборов, в США для измерения влажности грунтов применяется портативный спектрофотометр. По ослаблению интенсивности монохроматического луча с длиной волны 1,94 мкм измеряется спектральный коэффициент поглощения спиртовой вытяжки. В качестве образцов выбирались суглинистые почвы. На основании экспериментальных данных получено уравнение, связывающее спектральную степень поглощения с влажностью почвы.

Для измерения влажности почвы в комплексе с тензиометрами используются также гипсовые блоки. Последние представляют собой небольшие цилиндры, которые укладывают в почву на раз-

личную глубину в пределах корнеобитаемого слоя. Увлажнение стенок цилиндров и их электрические сопротивления зависят от влажности почв. Изменение сопротивлений фиксируется приборами, шкала которых протарирована в процентах влажности почвы. Каждый блок содержит не менее двух цилиндров, закладываемых на различную глубину водоносного горизонта. По данным о влажности почвы определяют время начала и окончания поливов. В начале вегетации влажность ее определяют один раз в пять дней, в дальнейшем — через три дня.

Л. Келак [153] на основании лабораторных исследований дал сравнительную оценку разных методов определения влажности. Исследовались методы: электрометрический с угольными электродами; радиоизотопный, основанный на измерении проницаемости бета-излучения, испускаемого фосфором-32; пористых зондов с гипсовыми блоками и стандартный весовой в качестве контрольного. Установлено, что все методы, за исключением пористых зондов, показали высокую точность измерения по сравнению со стандартным. Наилучшие результаты получены при измерении радиоизотопным методом.

В практике гидрогеолого-мелиоративных исследований для засоленных почв не меньшее значение, чем определение влажности, имеет измерение в полевых условиях степени их засоления. С этой целью в США в Лаборатории засоленных почв Министерства сельского хозяйства (Риверсайд, штат Калифорния) разработано несколько моделей портативных приборов, определяющих засоление почв по их электропроводности. Измерения проводятся при полном естественном водонасыщении почвы (после полива или дождя). Испытания приборов, проведенные на различных почвах, показали более высокую точность анализов по сравнению с определением засоленности в лабораторных условиях.

Для изучения закономерностей формирования и прогнозов химического состава грунтовых вод на мелиорируемых территориях необходимы анализы водных вытяжек. Заслуживает внимания метод извлечения водной вытяжки, предложенный Р. Петтерсоном и др. [20]. В указанной работе описаны конструкции грунтовых пробоотборников и аппаратура для получения водной вытяжки из проб грунта, а также методика этих работ. Водная вытяжка из мелкозернистых или обогащенных органическим веществом осадков получилась путем механического отжатия. Использованные приборы развивали давление до 5 МПа, причем было установлено, что величина давления не влияет на концентрацию порового раствора. Из грубозернистых, плохо сжимаемых грунтов водную вытяжку получают методом продавливания эпоксидной смолы через образец. Рассматриваются методы анализа порового раствора.

В практике зарубежных исследований, выполняемых для целей мелиорации земель, применяются и космические методы.

Геологической службой США в период 1967—1971 гг. осуществлялась аэрофотосъемка юго-восточной и центральной частей штата Аризона в красном, зеленом и инфракрасном спектрах с

высоты 460—18 000 м на участках с различными климатическими условиями. Для определения эвапотранспирации использованы аэрофотоснимки аллювиальной равнины Гила на площади 690 га, лишенной растительного покрова, и на площади 890 га, покрытой растительностью. Коэффициент корреляции эвапотранспирации, определенной экспериментально и на основании дешифрирования аэрофотоснимков, составляет 0,86—0,93. Определение по аэрофотоснимкам уровня подземных вод целесообразно лишь при его залегании на глубине менее 9 м. Погрешность определения составляет 1,6 м.

Гидрогеологическое районирование имеет важное значение для выделения площадей с разными условиями проведения мелиоративных мероприятий. Большинство зарубежных исследователей считают, что оно должно проводиться с учетом геоморфологии районируемых территорий, литологического состава пород, их тектоники, гидрогеологических особенностей, режима подземных вод и др.

В НРБ при указанном районировании большое значение придается режиму грунтовых вод, который нередко является основным показателем, используемым для этого. Так, по результатам изучения режима грунтовых вод, проводившегося в период 1966—1974 гг., проведено районирование западной части Софийской котловины. В зависимости от колебаний уровня и его предельных значений, времени спада и подъема выведена многофакторная зависимость между уровнями подземных вод и отдельными климатическими характеристиками, на основании которой можно составлять краткосрочные прогнозы изменений уровня с заблаговременностью 1—2 месяца.

Районирование территории СРР, перспективной для орошения, произведено в плане выявления опасности вторичного засоления орошаемых почв. В основу районирования положена оценка качества оросительной воды. Для этой оценки использованы значения ирригационного коэффициента. Аналогичный принцип районирования принят при составлении карты химического состава подземных вод Франции.

Районирование территории ПНР подчинено задачам мелиорации переувлажненных земель. В качестве критериев районирования приняты: содержание в почве частиц менее 0,02 мм, фильтрационные свойства почвенного слоя мощностью 50—70 см и характер подстилающего его грунта до глубины 2 м. Учтены также особенности геоморфологии районируемых территорий, геологическое строение, гидрогеологические условия, общий характер водного питания земель и стока поверхностных вод, водный режим. Для выделенных районов ракомендован комплекс агромелиоративных мероприятий, даны критерии для определения расстояний между дренами.

Методы прогноза естественного и нарушенного режима уровня и химического состава подземных вод, применяемые за рубежом,

рассмотрены в разделе «Режим подземных вод» настоящей монографии.

Для гидрогеологических прознозов, связанных с решением водохозяйственных задач, в США, Франции и других странах широко применяются численные методы и аналоговое моделирование. Так, в США для ряда речных бассейнов или отдельных их частей созданы постоянные электрические модели, отражающие работу и взаимодействие сети эксплуатационных скважин, связь подземных и поверхностных вод, позволяющие прогнозировать влияние новых водозаборов на режим подземных вод и суммарный дебит существующей системы скважин, а также на речной сток, его минерализацию и т. д.

Методы прогноза минерализации и химического состава грунтовых вод при подъеме их уровня, вызванном строительством водохранилища в бассейне р. Вистула (ПНР) рассмотрены Я. Пихом [11]. Им зификсировано повышение минерализации грунтовых вод в аллювиальных отложениях террас. При этом выделены две стадии формирования химического состава вод. Первая стадия продолжалась четыре года после постройки водохранилища, наполненного водой в 1969 г. В этот период изменения происходили главным образом под влиянием испарительной концентрации. Во второй стадии главенствующую роль играли процессы катионного обмена. Повышение минерализации грунтовых вод ухудшило условия использования их для сельскохозяйственного водоснабжения. Для прогноза минерализации грунтовых вод Я. Пих предлагает использовать метод аналогов и метод, основанный на учете различных параметров, определяющих процесс формирования химического состава грунтовых вод.

В последние годы в связи с увеличением минерализации речных вод в орошаемых районах вследствие сброса в них дренажных вод особое значение приобрели прогнозы минерализации дренажного стока. Они необходимы для решения вопросов не только охраны окружающей среды, но и тесно связанных с этой проблемой вопросов использования дренажных вод для орошения.

Вопросы регулирования режима грунтовых вод на орошаемых землях

Проблема регулирования режима грунтовых вод на орошаемых землях тесно связана с рациональным использованием водных ресурсов. Поэтому регулирование режима грунтовых вод требует не только планирования и проведения мероприятий по усилению оттока с помощью дренажа, но и предельно допустимого сокращения ирригационного питания, т. е. борьбы с непроизводительными потерями воды во всех звеньях оросительных систем, а также на полях во время поливов. При поливах подача воды не должна превышать фактической потребности сельскохозяйственных культур и требований по обеспечению благоприятного солевого режима почв.

С этой целью в различных странах мира большое внимание уделяется поискам показателей, указывающих на необходимость проведения полива, а также определяющих величины оросительных норм.

В США имеется опыт определения сроков полива сельскохозяйственных культур с использованием дистанционного метода контроля за состоянием влагообеспеченности по инфракрасному излучению с поверхности листьев растений. Этот метод применяется фирмой «Кроп протекшен» в штате Орегон, которая заключает контракты на регулярную съемку орошаемых посевов с самолета (высота 1800 м). На снимках цветом отражена степень влагообеспеченности посевов. Первую съемку проводят перед посевом, по ее результатам устанавливают влажность почвы и составляют схемы поливов на сезон. Регулярные еженедельные съемки начинают сразу после всходов и продолжают в зависимости от особенностей культуры до прекращения потребностей в воде. Специалисты считают, что дистанционный метод контроля за состоянием посевов на орошаемых землях в бассейне р. Колумбия способствовал значительному улучшению использования земель, выявляя критическое состояние растений из-за недостатка влаги на 7—10 дней раньше, чем визуальные наблюдения.

Лабораторией охраны водных ресурсов Министерства сельского хозяйства США (г. Феникс, штат Аризона) совместно с Национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) разработан и испытан в полевых условиях способ определения потребности растений в поливах, основанный на измерении разницы температуры поверхности листьев и воздуха над культурой рано утром и в середине дня. Температура измеряется тепловыми инфракрасными сканирующими установками с земли или с любых летательных аппаратов. В будущем данный метод позволит создать полностью автоматизированную оросительную систему.

На Международной выставке «Мелиорация-79» фирма «Ирригация Италии» демонстрировала автоматизированное управление поливами с помощью электронной вычислительной машины (СИМ). Управление осуществляется в зависимости от дистанционно регистрируемых метеорологических условий, влажности и свойств почвы, состава сельскохозяйственных культур, их водопотребления и других данных, вводимых в компьютер.

На основе этих данных автоматически определяются и, при необходимости, корректируются сроки и нормы поливов; дождевальные установки получают соответствующую команду — происходит открытие или закрытие клапанов, регулируется давление и т. д. В этом методе полностью учитывается взаимодействие элементов системы «почва — растение — приземный слой атмосферы». Одна установка, по данным фирмы, может обслужить до 20 тыс. га орошаемых земель (при однородных почвенно-климатических и гидрогеологических условиях).

Итальянский концерн «Монтэдисон» выпускает разные варианты установок «медленного дождя», среди которых имеются системы с электронным управлением и программированием. Выбор времени полива определяется серией регистраторов испарения почвой (электротензиометров), которые посылают импульсы на центральный щит, который автоматически управляет поливом. Комплексная система с ручным управлением обеспечивает возможность подключения устройства для смешивания воды с удобрениями или ядохимикатами и транспортировку их на поля. Комплексная система с программированием является наиболее эффективной. Применение системы приводит к увеличению продукции на 30—45% по сравнению с обычными способами установления сроков полива.

Наряду с описанными сложными методами за рубежом разрабатываются и применяются упрощенные методы определения поливных режимов. Для этой цели предлагают использовать данные об испарении с водной поверхности. Сельскохозяйственной академией и Научно-исследовательским институтом агрометеорологии ГДР экспериментальным путем установлено, что показатель эвапотранспирации сплошного покрова растений с одинаковой высотой и влагообеспеченностью соответствует испарению влаги со свободной водной поверхности в единицу времени. На 20 метеорологических станциях ГДР, расположенных на равнине, определяли величины испарения с водной поверхности площадью 3 м^2, которые затем использовали для определения норм и сроков полива. Определение норм поливов по величине испарения со свободной водной поверхности позволяло сократить оросительные нормы по сравнению с методом Клатта.

По данным С. Идзо [137], в Лаборатории охраны водных ресурсов США разработан метод расчета величины испарения с поверхности почвы по данным ежесуточных измерений солнечной радиации, максимальных и минимальных температур воздуха и поверхности почвы.

На основании пропорциональной зависимости энергии испарения LE от величины радиации RN, включающей солнечную радиацию S_N и тепловое излучение L_N, получена следующая зависимость:

$$LE = LE_S + LE_T = S_N + f(L_N), \tag{193}$$

где LE_S и LE_T — составляющие суммарного испарения, соответственно, от солнечной радиации и теплового излучения; L_N — разность между приходящей R_A и отраженной радиацией R_S, определявшейся экспериментально в ночное время.

$$R_A = \sigma T^4_A \{1 - 0{,}261 \exp[-7{,}77 \cdot 10^{-4} (273 - T_A)^2]\}, \tag{194}$$

где σ — постоянная Стефана — Больцмана; T_A — средняя температура воздуха на высоте 1 м от поверхности Земли.

$$R_S = \sigma T^4_S, \tag{195}$$

где T_S — средняя температура воздуха на поверхности почвы.

Испарение с хорошо увлажненной поверхности почвы выражается следующей зависимостью:

$$LE_T = 1{,}56\,L_N + 156. \qquad (196)$$

Среднесуточное испарение определяется из следующей зависимости:

$$LE = 1{,}56\,L_N + 156. \qquad (197)$$

Опыты показали совпадение величин испарения, рассчитанных по указанной методике и определенных в зависимости от изменения метеорологических факторов (скорости ветра, влажности воздуха и др.). Данный метод можно применять при расчетах норм орошения в производственных условиях.

Наряду с совершенствованием способов, техники и диагностики орошения и других мероприятий, сокращающих ирригационное питание грунтовых вод, за рубежом совершенствуются системы закрытого горизонтального, вертикального и комбинированного дренажа.

Закрытый дренаж широко применяется в практике борьбы с засолением орошаемых почв в США. При расчете дренажа стремятся обеспечить условия, при которых капиллярная кайма не достигла бы поверхности почвы. Исходя из этого требования, допустимая глубина уровня грунтовых вод для средних по механическому составу почв должна составлять 1,5—1,8 м, на почвах, подверженных засолению, — не менее 1,8 м. При определении глубины дрен и расстояний между ними стремятся к тому, чтобы уровни грунтовых вод на середине междрений были не выше 30—45 см, чем около дрен. Глубина дрен принимается не менее 1,9—2,3 м, практически на орошаемых землях она равна 2,2—3,5 м.

На орошаемых землях с глубиной заложения дрен 1,9—2,3 м принимают расстояние между дренами в песчаных грунтах 90—180 м, в глинах 30—90 м. Вообще, расстояния между дренами при систематическом их расположении определяют расчетным путем, а затем корректируют на основе опытно-производственных материалов.

Значительные трудности во всех странах возникают при дренировании тяжелых глинистых почв. Так, в долине Гранд-Валли, в бассейне р. Колорадо (США), в районе, сложенном иловатыми глинами мощностью 9 м, подстилаемыми гравелистыми отложениями, была построена система закрытых дрен средней глубиной 1,8 м. Почвы сильно засоленные, грунтовые воды — высокоминерализованные. Для мелиорации этих земель пришлось строить дренаж с расстояниями между дренами всего 12,2 м, тщательно спланировать поля и для повышения водопроницаемости почв обеспечить рыхление их на глубину 60 см. Затраты оказались весьма высокими.

Низкая водопроницаемость глинистых отложений затрудняет мелиорацию орошаемых почв и в Египте, где проводились исследования по изучению динамики грунтовых вод при различном рас-

стоянии между дренами и при использовании разной техники осушения. При всех расстояниях уровень грунтовых вод был в основном горизонтальным, увеличение градиента наблюдалось вблизи участков обратной засыпки. При междренном расстоянии 20 м уровень грунтовых вод снижался меньше, чем при 10 м.

Проблеме управления водным режимом тяжелых набухающих почв, в частности их дренированию, был посвящен Международный симпозиум «Вода в тяжелых почвах». Он состоялся в 1976 г. в Братиславе (ЧССР).

Проблема мелиорации почв особенно осложняется при сочетании низкой водопроницаемости их с содовым характером засоления. Так, Х. Морено, Л. Морено [7] приводят результаты исследований, проведенных в Испании в зоне Арагоно-Каталонского канала. Земли с содовым засолением в зоне канала Ла Мелуса, в бассейне р. Эбро, с низким коэффициентом фильтрации потребовали строительства осушительной сети. Целью строительства являлось понижение засоления почв с помощью промывок и осушения, а также повышение коэффициента фильтрации почвы с помощью вспашки. Закрытая дренажная сеть выполнена из керамических труб с гравийной обсыпкой. Строительство системы обеспечило получение удовлетворительных урожаев культур на ранее непригодных для сельскохозяйственного использования землях.

Обязательным условием эффективной работы дренажа является поддержание проектных горизонтов воды в дренах. Например, развитие орошения на равнинах северо-восточной части Марокко вызвало значительное повышение уровня грунтовых вод. Работа открытой дренажной сети, построенной на равнине Триффа, оказалась малоэффективной, поэтому было решено применить дренаж с механическим водоподъемом, что дало нужный мелиоративный эффект. На равнине Гаре дренаж с механическим водоподъемом также явился эффективным средством предупреждения подъема уровня грунтовых вод, вызванного орошением.

Регулирование водно-солевого режима почв и грунтовых вод имеет большое значение и для повышения урожайности риса. Интересен опыт этих работ в Японии. Средняя по стране урожайность риса за последние 50 лет выросла более чем в 1,5 раза, максимальная средняя урожайность в отдельных префектурах достигла 70 ц/га, а рекордная — 100 ц/га. Это стало возможным благодаря развитию техники орошения и дренажа, позволившему улучшить обработку земли и продвинуть границу зоны рисосеяния на север. В настоящее время затопление полей большим слоем воды производят только на стадии прорастания и выхода риса в трубку. Для предотвращения гниения корней и полегания растений сразу после массового прорастания воду сбрасывают на 7—10 сут, а затем проводят периодические поливы с температурой воды 25—30°. Исследования показали, что такой режим орошения особенно эффективен на хорошо дренированных полях.

Для регулирования режима грунтовых вод на рисовых системах в Японии строится закрытый дренаж. При ручном строитель-

стве дренажные трубы закладываются в траншеи шириной 50 см, при механизированном — 15—30 см. Глубина укладки дренажа 0,6—1 м. Материал — пластмассовые или керамические трубы, реже бамбук или фашины. Дрены защищают фильтрующим материалом (солома, гравий). Расстояние между дренами в глинистых почвах составляет 10 м, в опесчаненных — 18 м и более. Уклон дрен колеблется от 0,01 до 0,0017. При коэффициенте фильтрации почвы менее 0,01 м/сут наиболее экономичным методом улучшения работы дренажа является кротовый, нарезаемый на глубине 34—45 см перпендикулярно к постоянным дренам. В том случае, когда не проводятся мероприятия для увеличения срока действия кротовин (путем использования рисовой соломы), кротование повторяют раз в два года. Дренаж увеличивает плодородие и позволяет после уборки риса использовать поле для выращивания другой культуры.

Приведенные данные об эффективности закрытого дренажа на рисовых полях опровергают мнение отдельных специалистов о возможности рисосеяния без применения дренажа. Значение дренажа рисовых земель особенно возрастает в районах, подверженных засолению, а также при использовании для полива минерализованных вод.

Кроме горизонтального дренажа, для борьбы с засолением орошаемых почв за рубежом прибегают к строительству комбинированного дренажа (горизонтальные дрены со скважинами-усилителями) и вертикального дренажа, а также к сооружению фонтанирующих скважин для снижения пьезометрического уровня напорных вод, подпитывающих грунтовые, при соответствующих гидрогеологических условиях — к строительству поглощающих скважин.

Характеризуя опыт применения вертикального дренажа в США, Б. С. Маслов и Е. А. Нестеров [6] отмечают, что этот тип дренажа применяют в случаях, когда горизонтальный дренаж не эффективен. Вертикальный дренаж строят в межгорных впадинах и на аллювиальных террасах, когда покровные тонкообломочные отложения имеют мощность более 10 м и подстилаются высоко водопроницаемыми песками или галечниками. Глубина скважин преимущественно 40—50 м, диаметры от 0,3 до 1 м, расстояния между ними 500—1800 м.

Одним из важных аргументов в пользу применения вертикального дренажа считается пригодность дренажных вод для орошения, что уменьшает затраты на эксплуатацию скважин. На опыте исследований в долине Сан-Хоакин (штат Калифорния) авторы подчеркивают необходимость детальных гидрогеологических исследований при решении вопроса о целесообразности применения вертикального дренажа.

Регулирование режима грунтовых вод при осушении земель

При осушении переувлажненных земель обязательным условием является обеспечение оптимальной глубины залегания грунто-

вых вод, которая в комплексе с другими факторами определяет влажность почвы. Как известно, эта глубина зависит от гранулометрического состава почв, растительного покрова, климатических условий и т. д. Отклонение ее как в ту, так и в другую сторону приводит к ухудшению водного, воздушного и питательного режимов почв и в конечном итоге к снижению урожая.

По опыту осушения земель в Нидерландах влияние глубины залегания грунтовых вод на урожайность сельскохозяйственных культур для различных почв характеризуется данными, приведенными на рис. 22. Оптимальными глубинами залегания грунтовых вод являются: для средних и тяжелых почв 60—120 см, для средних 60—80 см, легких (песчаных) 30—40 см. Отмечено, что в этой стране при небольшой глубине залегания грунтовых вод урожайность снижается из-за недостаточной аэрации почвы и периодического дефицита атмосферных осадков. Например, при произрастании картофеля в глинистой или супесчаной почве при уровне грунтовых вод на глубине 1,2 м можно ожидать урожая 31 т/га с 20%-ной вероятностью, а при уровне 0,90 м — 49 т/га и более с 50%-ной вероятностью.

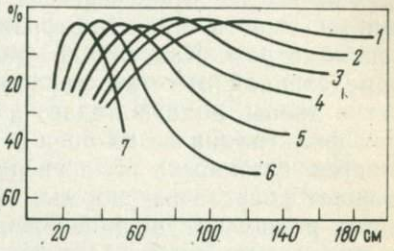


Рис. 22. Потеря урожая в зависимости от глубины уровня грунтовых вод на почвах разного гранулометрического состава [5].

Почвы: 1, 2 — тяжелые; *3, 4* — средние; *5, 6* — легкие; *7* — песчаные

При осушении земель в гумидных районах США понятием *норма осушения* не пользуются. Влияние глубины грунтовых вод на урожай сельскохозяйственных культур установлено только в пределах 100—120 см. Для торфяных почв глубины грунтовых вод при осушении под полевые культуры следующие: в штате Мичиган 76—90 см, Миннесота 90—100 см, Индиана — 60 см, Флорида 60—75 см; при осушении под луга — 45—60 см [6].

При отсутствии опытных данных рекомендуются следующие расстояния между дренами: 10—23 м при низкой, 20—33 м при средней и 33—99 м при высокой водопроницаемости почв.

В гумидной зоне на осушенных землях, в определенных почвенно-климатических условиях, огромное значение для плодородия почв имеет их дополнительное увлажнение. Оно достигается шлюзованием осушительной сети или дождеванием посевов. Выбор метода увлажнения и проектирование осушительно-увлажнительных систем, как и эксплуатация их, в значительной мере определяются гидрогеологическими условиями, особенностями и закономерностями режима грунтовых вод. При постановке гидрогеологических изысканий и выдаче соответствующих рекомендаций проектировщикам, а также при проведении регулярных наблюдений за режимом грунтовых вод в процессе эксплуатации осушительно-увлажнительных систем, целесообразно учесть опыт осушения и двустороннего регулирования водного режима осушенных почв.

Приведем несколько примеров мелиораций рассматриваемого вида.

В ЧССР применена автоматизированная осушительно-увлажнительная система. Ее конструкция разработана в Институте гидрологии и гидравлики Словацкой академии наук и предусматривает регулирование уровня грунтовых вод. В этой системе изменение функций дренажа осуществляется путем изменения напора в дренажной сети с помощью регулирующих колодцев, сооружаемых на коллекторах. Система автоматически реагирует на изменение влажности почвы, которая измеряется почвенным контактным тензиометром. Как только уровень грунтовых вод понижается до определенной отметки, тензиометр подает импульс для закрытия устья дрены, вода попадает в дренажную сеть, происходит напорная фильтрация ее из дрен в почву, уровень грунтовых вод повышается, влажность почв увеличивается. В случае, когда она превышает допустимые нормы, система переходит от режима орошения к режиму осушения. Преимущества предлагаемой системы состоят в следующем: 1) возможность проведения как осушительных, так и оросительных мероприятий; 2) предупреждение переувлажнения поверхностного слоя почвы и сохранение ее структуры; 3) подача воды в корнеобитаемый слой почвы в заданных нормах, что приводит к экономии воды; 4) сокращение потребности в рабочей силе.

В условиях пойменных террас округа Потсдам в ГДР, в 1971—1974 гг. построены системы двустороннего регулирования с помощью сети открытых каналов глубиной 1,5 м, расположенных друг от друга на расстоянии 600—1000 м и выведенных в них безуклонных закрытых дрен из полуциркульных лотков длиной по 4 м, положенных через 40—200 м. Технико-экономические показатели работы изучали на четырех объектах.

На участке Уетере Хафель-Доссе площадью 250 га на мелком и среднем торфянике, подстилаемом песками, до мелиорации грунтовые воды летом опускались на глубину до 2 м. После строительства системы двустороннего регулирования на площади 125 га с открытыми каналами через 700 м и закрытыми дренами на глубине 1,05 м уровень грунтовых вод находился на глубинах 0,69—1,11 м; в вегетационный период уровень поддерживался на глубине 0,40—0,50 м. Урожай трав (тимофеевка, клевер, райграс английский и др.) возрос с 250 ц/га (перед мелиорацией) до 475 ц/га (после мелиорации).

На польдере Линум, в пределах участка осушения площадью 19 тыс. га, после строительства системы двустороннего регулирования на площади 1775 га уровень грунтовых вод в вегетацию поддерживали на глубине 0,60 м, а во время уборки трав — 0,80—0,90 м. Дрены укладывали на глубине 1,2 м через 80 м. В 1973 г. 70% мелиорированной площади распахали под картофель и зерновые культуры и получили существенный прирост урожаев. По данным ряда исследователей, закрытые системы двустороннего ре-

гулирования уровня грунтовых вод в условиях ГДР наиболее пригодны для площадей, сложенных песчаными отложениями.

К. Шварц и В. Сейфет [241] изучали двустороннее регулирование водного режима псевдоглеевых почв. Исследования проводились в Хинсдорфе (ФРГ) на избыточно увлажненных почвах с глубоким залеганием грунтовых вод при естественном водопроницаемом горизонте, находящемся ниже корнеобитаемого слоя. Комбинированный способ орошения и осушения, отвечающий условиям водного режима указанных почв и водопотреблению сельскохозяйственных культур, испытывался путем сравнения участков: 1) контрольного без мелиораций; 2) осушения с дождеванием; 3) дождевания; 4) подпочвенного двустороннего водорегулирования. Площадь опытных делянок составляла 0,5 га. Верхний слой мощностью до 80 см представлен суглинками, ниже залегает слой мергелистой супеси мощностью 80—140 см, подстилаемый слоем мергеля. Полученные результаты показывают, что при подпочвенном двустороннем регулировании водного режима и сочетании дренажа с дождеванием урожайность и устойчивость его во времени были значительно выше по сравнению с односторонним регулированием водного режима.

Приведем несколько примеров из зарубежной практики осушения тяжелых почв гумидной зоны.

В ВНР Сельскохозяйственный университет в г. Кестхей с 1954 г. проводит исследования комплексных мелиораций псевдоглеевых лесных почв западной части страны. Разработана конструкция комбинированного дренажа, представляющего систему закрытых дрен в сочетании с глубоким рыхлением, кротовым дренажем и известкованием почв. Применение метода правомерно при условии сохранения почвенной структуры, улучшенной в результате указанных мероприятий.

В Великобритании исследована работа кротового и обычного дренажа на тяжелых глинистых почвах с низкими фильтрационными свойствами. Постоянные дрены на выбранном участке укладывались с расстояниями 40—60 м, а кротовые нарезались перпендикулярно к ним, через каждые 2—3 м, что обеспечило нужный мелиоративный эффект.

В ГДР изучался кротовый дренаж в сочетании с дренами из пластмассы. Работы проводились на низинном торфянике мощностью 0,9—1,3 м. Средняя глубина закладки дрен 0,65 м, расстояния между дренами для кротового дренажа 4,6 и 8 м, для пластмассовых дрен 4,8 и 12 м. Через 2,5 года эксплуатации только в 4 из 12 случаев было установлено заиление кротовых дрен. Экономические расчеты показали целесообразность применения в данных природных условиях кротового дренажа с глубиной закладки дрен не менее 70 см и расстоянием между ними 4—6 м.

В Японии испытывались различные способы осушения заболоченных почв в приморских районах. На основе полевых исследований эффективности различных систем дренажа установлено, что

наиболее эффективны комбинированные системы кротового и трубчатого закрытого дренажа.

По вопросу о методах осушения торфяников существуют различные мнения. Так, в южных районах провинции Онтарио (Канада) имеется около 4 тыс. км^2 торфяников, которые при осушении дают осадку до 60 см. До последнего времени применялся в основном открытый горизонтальный дренаж в виде канав с вертикальными стенками. В настоящее время внедряется закрытый дренаж из керамических труб диаметром 132 мм с глубиной заложения 1,2 м.

Способы осушения лугов, расположенных на низинных торфяниках, весьма разнообразны. Основным недостатком осушения с помощью открытых канав являются затруднения с механизацией полевых работ и исключение части земель из сельскохозяйственного оборота. Наиболее пригодным и широко применяемым на низинных торфяниках в ГДР и ФРГ является кротовый дренаж, работающий без разрушения более пяти лет.

Значение детального учета литологического состава верхних горизонтов отложений и почвенного покрова для выбора способов и методов осушения земель можно проиллюстрировать следующими примерами.

В СФРЮ исследовалась оптимальная глубина заложения дрен и расстояния между ними в зависимости от литологии осушаемых грунтов. В результате исследований установлена необходимость учета при дренировании заболоченных земель степени разложения торфяников.

В СРР водный режим почв опытных участков изучался в условиях равнины Бырса. По данным И. Стансю еще на 1965 г. закрытый дренаж керамическими или бетонными трубами, а также фашинами давал лучшие результаты, чем дренаж открытыми канавами. Уровень грунтовых вод в зоне, дренируемой открытыми каналами, на 10—50 см выше, чем в зоне, дренируемой закрытой сетью. При наличии глинистых и суглинистых почв расход открытого дренажа составляет 0,8—1 л/с с 1 га. Наиболее высокая урожайность озимой пшеницы обеспечивается при применении закрытого дренажа с помощью бетонных труб, уложенных на глубине 1,5 м на расстоянии 15—22 м или на глубине 1 м на расстоянии 7,5—15 м друг от друга.

Осушительные мелиорации вызывают ряд геологических процессов, которые следует предусматривать. К числу их относится оседание поверхности торфяников, изменение водопроницаемости грунтов, снижение уровня грунтовых вод на прилегающих землях и т. д. Так, в западной части Нидерландов после осушения значительных площадей торфяных почв за 700 лет поверхность почвы опустилась на несколько метров.

По данным Р. Эггельсмана [19], на всех дренированных торфяниках в ФРГ, Канаде, Скандинавии, Югославии и в других странах наблюдается изменение их водопроницаемости вследствие изменения объема макропор и оседания поверхности. При этом уста-

новлена зависимость изменений водопроницаемости от вида торфяников, степени разложения торфа, от интенсивности и продолжительности осушения. Наибольшая проницаемость у тростникового, наименьшая — у сфагнового торфа. После осушения торфяников проницаемость вначале уменьшается весьма быстро, а затем стабилизируется.

Детальные исследования влияния осушения на водный баланс болот ведутся в Финляндии, где торфяники занимают площадь 10 млн. га, или около 10% площади торфяников мира. По данным С. Мустонена и П. Сеуне [8] до мелиорации грунтовые воды находились близко к поверхности земли в течение всего года. В результате осушения уровень их снизился в среднем на 30 см. Это привело к коренным изменениям в условиях увлажнения почвы, особенно в середине лета, в период, когда потенциальное суммарное испарение максимально. Результатом снижения уровня грунтовых вод явилось также исчезновение растительности открытых болот и значительное уменьшение транспирации. Кроме того, уменьшилось испарение в бездождевые периоды. На торфяниках, покрытых лесом, где транспирация продолжалась и после осушения болот, водный режим почв становился более благоприятным для роста деревьев. Наблюдениями установлено, что мелиорация значительно изменяет гидрогеологические условия заболоченных территорий, покрытых лесом. Испарение уменьшается в связи со снижением уровня грунтовых вод. Транспирация повышается по мере развития древостоя. В результате суммарное испарение резко снижается сразу после осушения, но позднее может даже превышать величину, характерную для периода, предшествующего осушению.

В табл. 11 приводится структура годового водного баланса до и после осушения торфяников, покрытых лесом в Финляндии (в % от количества атмосферных осадков) [8].

Эти данные представляют определенный интерес для проектирования мероприятий по осушению лесов в нашей стране, где заболоченные площади, покрытые лесами, превышают 228 млн. га, что составляет около 20% общей площади всех лесов страны.

Таблица 11

Показатели	Целинные торфяники	Недавно осушенные территории	Давно осушенные территории
Задержание осадков	5	6	20
Испарение	35	20	15
Транспирация	10	11	20
Сток:			
поверхностный	35	35	25
подземный	15	28	20

Приведенные выше данные об изменениях водного баланса могут быть использованы для прогноза влияния мелиораций на поверхностный и подземный сток.

При осушении земель огромное значение приобретают мероприятия по охране окружающей среды. В ГДР, в частности, водоемы и топи охраняются законом как природные заповедники и памятники и служат прежде всего учебными и исследовательскими объектами.

Использование подземных вод для орошения

Эти исследования охватывают смежную область мелиорации и традиционного раздела гидрогеологии, занимающегося вопросами поисков, разведки и оценки запасов подземных вод.

Специфика мероприятий по использованию подземных вод для орошения заключается в том, что этот вопрос должен решаться при составлении проекта мелиорации, учитывая различные требования к качеству оросительной воды, влияние отбора подземных вод на речной сток и другие элементы окружающей среды. Далеко не все эти вопросы решены, хотя использование подземных вод для орошения земель аридной зоны имеет многовековую историю.

Использование подземных вод для орошения земель обсуждалось на IV и IX Международных конгрессах по ирригации и дренажу, состоявшихся соответственно в Алжире в 1963 г. и в Москве в 1975 г.

В генеральном докладе М. Битуна [43] обобщены многочисленные сообщения специалистов разных стран. Приведем некоторые выводы из этого доклада:

— в большинстве стран эксплуатируется лишь небольшая часть имеющихся запасов подземных вод. Предпочтение отдается использованию подземных вод для коммунального и промышленного водоснабжения, однако растет их использование и для орошения;

— потребности в воде для орошения определяются, как правило, на основе климатических, почвенных и других факторов и выражаются объемом воды, необходимым в течение периода максимального и среднего водопотребления с учетом принятого коэффициента полезного действия (КПД) оросительной системы. Расчетные потребности в воде должны удовлетворяться в течение 8—9 лет из 10, КПД оросительной системы может колебаться от 30 до 70%. По этим исходным данным определяется объем отбора подземных вод и конструкция скважин;

— для прогноза режима подземных вод в различных условиях их эксплуатации широко применяется моделирование с использованием АВМ и ЭВМ. Применение математических моделей возможно как в условиях, когда сложные физические явления изучены достаточно, так и при отсутствии представлений о механизме явлений. Целесообразно создавать модель в процессе исследований, что позволит избежать сбора ненужных данных. Предпочтительнее создание математических моделей, учитывающих различные вари-

анты эксплуатации, изменение граничных условий и т. д. и этим позволяющих использовать ее и для управления режимом водоносных горизонтов в период эксплуатации;

— частичный отбор подземных вод позволяет освободить объем для аккумулирования их с целью удовлетворения «пиковых» потребностей. Таким образом, правильная эксплуатация ограниченных ресурсов подземных вод в сочетании с поверхностными и использование аккумулирующих возможностей водоносных горизонтов способствуют повышению водообеспеченности оросительных систем;

— необходимы учет снижения производительности скважин в процессе эксплуатации и бурение дополнительных скважин с планированием соответствующих эксплуатационных затрат;

— правильно предусмотренный дренаж и облицовка каналов позволяют уменьшать влияние инфильтрации оросительных вод на изменение качества воды водоносных горизонтов.

Одной из стран, в которых подземные воды широко используются для орошения, является США, где подземными водами орошается около 49% поливных земель.

Использование подземных вод для орошения определяется в основном экономическими соображениями. Например, в штате Луизиана для орошения привлекаются воды р. Вермилион, в засушливые годы, когда поверхностная вода имеет минерализацию 2—3 г/л, для полива применяют подземные воды.

Несмотря на снижение уровней и увеличение при этом глубины отбора воды стоимость 1 $м^3$ воды не повысилась, так как в связи с техническим прогрессом экономически оправданная глубина подъема воды постепенно увеличивается.

В результате интенсивного отбора подземных вод запасы их во многих орошаемых районах США, по данным Б. С. Маслова и Е. А. Нестерова [6], близки к полному истощению (южная часть Высоких равнин — штаты Техас и Нью-Мексико: долины Песок и Солт-Флэт в Техасе; Санта-Ана, Антилоп и Файрфилд в Калифорнии и др.). По этой причине в долинах Берегового хребта (район Вентурин, штат Калифорния) произошла интрузия морских вод в водоносный горизонт, что вынудило прекратить работу ряда водозаборных скважин. Одним из мероприятий по борьбе с истощением запасов подземных вод в США является искусственное их восполнение. Эта проблема рассматривается в специальном разделе настоящего труда.

Важным вопросом проблемы использования подземных вод для орошения является пригодность их для этой цели. Неблагоприятное качество оросительной воды может привести к следующим последствиям: оказать непосредственное токсичное влияние на сельскохозяйственные культуры; вызвать засоление или осолонцевание почвы, приводящее к тем же последствиям; снизить водопроницаемость и ухудшить структуру почвы вследствие накопления в ней ионов натрия.

Рассматриваемому вопросу посвящена обширная литература, содержащая весьма противоречивые рекомендации. Это явление закономерно, так как далеко не все авторы при постановке исследований учитывают весь комплекс факторов (общую минерализацию, химический состав воды, степень «сбалансированности» содержания различных ионов, наличие естественной или искусственной дренированности почв, их водно-физические свойства и солевой состав, устойчивость растений по отношению к солям в разные фазы вегетации, климатические условия, применяемый режим орошения и т. д.). Этот вопрос может служить предметом специального обзора. Ограничимся данными лишь по некоторым странам.

В США оросительную воду оценивают в зависимости от электропроводности, минерализации, содержанию в ней натрия и бора. Кроме вредного воздействия на растения, натрий, как известно, ухудшает водно-физические свойства почвы; бор в 100 раз токсичнее хлора; последний в 2 раза токсичнее сульфатов. Классификации подземных вод, используемых для орошения в США, приведены в табл. 12—14 [6].

Вода I класса пригодна для орошения всех культур на всех почвах, вода II класса снижает урожай наиболее чувствительных к солям культур, при применении воды III класса отмечается гибель или снижение урожайности всех культур.

Обзор критериев пригодности воды для орошения, применяемых в США, выполнен Н. К. Бессеребрениковым [2]. Им приведе-

Таблица 12

Класс	Качество воды	Электропроводность при 25°С, $Ом^{-1} \cdot см^{-1}$	Минерализация, г/л	Натрий, ммоль %	Бор, мг/л
I	Высокое	0—100	0—0,7	60	0,0—0,5
II	Хорошее	100—300	0,7—2,0	60—75	0,5—2,0
III	Плохое	300	>2,0	75	2,0

Таблица 13

Содержание бора, мг/л	Реакция культур
<0,5	Удовлетворительная для всех культур
0,5—1,0	Удовлетворительная для большинства культур
1,0—2,0	Удовлетворительная для полустойких культур (томаты, кукуруза, пшеница, ячмень, хлопчатник, картофель и др.), понижает урожаи менее стойких культур (лимоны, апельсины, виноград, яблоки, груши, вишня, персики и др.)
2—10	Удовлетворительная только для стойких культур (морковь, салат, лук, люцерна, сахарная и кормовая свекла)

Таблица 14

Содержание хлоридов, мг/л	Реакция культур
<70	Не реагируют
70—140	Слабая и умеренная чувствительных культур на действие хлоридов
140—350	Слабая среднестойких культур
>350	Сильная

ны, в частности, данные Лаборатории по исследованию засоления почв, предлагающей оценивать степень, до которой почвой будет адсорбироваться натрий из воды при равновесном состоянии по показателю SAR — натриево-адсорбционному отношению (ммоль/л).

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{0{,}5\,(Ca^{2+} + Mg^{2+})}}. \qquad (198)$$

При SAR менее 10 — опасность осолонцевания почв малая, при 10—18 — средняя, при 18—26 — высокая, при более 26 — очень высокая.

Дополнительный эффект от наличия резервов кальция в почвах учитывается «выверенным» натриевым адсорбционным отношением, используемым некоторыми лабораториями США.

$$SAR^* = \frac{Na^+}{\sqrt{0{,}5\,(Ca^{2+} + Mg^{2+})}} \cdot [1 + (84 - pH_c)], \qquad (199)$$

где pH_c — расчетная величина, учитывающая сумму катионов $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ и анионов $(CO^{2-}{}_3+HCO^{-}{}_3)$, определяемая по формуле

$$pH_c = (pK_2 - pK_c) + p\,(Ca + Mg) + p\,Al_к, \qquad (200)$$

где pK_2 и pK_c — отрицательные логарифмы соответственно второй константы диссоциации угольной кислоты и константы растворимости кальцита; $p\,(Ca+Mg)$ и $pAl_к$ — отрицательные логарифмы мы соответственно молярной концентрации $(Ca+Mg)$ и титрационной щелочности $(Al_к)$.

Абсолютные значения слагаемых приведены в табл. 15.

При pH_c более 8,4 в почве создаются условия, благоприятные для растворения извести, а при pH_c менее 8,4 появляется тенденция к выпадению извести при фильтрации поливной воды.

При SAR менее 6 осолонцевания не ожидается; при 6—9 возможно постепенное накопление солей в почве; при более 9 может произойти осолонцевание почв.

Для предотвращения дисперсии почвы, по рекомендации Бюро мелиорации США, оросительные воды должны содержать не менее 20 мг/л кальция, а норма внесения гипса 90—450 кг на 1230 м поливной воды.

Таблица 15

$Ca^{++}+Mg^{++}+Na^{+}$, ммоль/л	pK_2-pK_c	$Ca^{++}+Mg^{++}$, ммоль/л	p (Ca+Mg)	$CO_3^{--}+HCO_3^{-}$, ммоль/л	$pAl_к$	$Ca^{++}+Mg^{++}+Na^{+}$, ммоль/л	pK_2-pK_c	$Ca^{++}+Mg^{++}$, ммоль/л	p (Ca+Mg)	$CO_3^{--}+HCO_3^{-}$, ммоль/л	$pAl_к$
0,5	2,11	0,05	4,60	0,05	4,30	9,2	2,27	3,90	2,70	4,00	2,40
0,7	2,12	0,10	4,30	0,10	4,00	11,0	2,28	4,97	2,60	5,00	2,30
0,9	2,13	0,15	4,12	0,15	3,82	13,0	2,30	6,30	2,50	6,30	2,20
1,2	2,14	0,20	4,00	0,20	3,70	15,0	2,32	7,90	2,40	7,90	2,10
1,6	2,15	0,25	3,90	0,25	3,60	18,0	2,34	10,00	2,30	9,90	2,00
1,9	2,16	0,32	3,80	0,31	3,51	22,0	2,36	12,50	2,20	12,50	1,90
2,4	2,17	0,39	3,70	0,40	3,40	25,0	2,38	15,80	2,20	15,70	1,80
2,8	2,18	0,50	3,60	0,50	3,80	29,0	2,40	19,80	2,00	19,80	1,70
3,3	2,19	0,63	3,50	0,63	3,20	34,0	2,42	—	—	—	—
3,9	2,20	0,79	3,40	0,79	3,10	39,0	2,44	—	—	—	—
4,5	2,21	1,00	3,30	0,99	3,00	45,0	2,46	—	—	—	—
5,1	2,22	1,25	3,20	1,25	2,90	51,0	2,48	—	—	—	—
5,8	2,23	1,58	3,10	1,57	2,80	59,0	2,50	—	—	—	—
6,6	2,24	1,98	3,00	1,98	2,70	67,0	2,52	—	—	—	—
7,4	2,25	2,49	2,90	2,49	2,60	76,0	2,54	—	—	—	—
8,3	2,26	3,14	2,80	3,13	2,50						

Большое внимание оценке качества оросительной воды уделяется в Индии, где подземными водами поливается 33,7% площади орошаемых земель. Оценка воды производится по минерализации, соотношению содержания натрия с другими катионами, концентрации бикарбоната и содержанию бора. При этом используется также показатель SAR.

Проблема использования подземных вод для орошения является многогранной и включает вопросы прогноза и борьбы с их загрязнением, изучение влияния подземных вод на химический состав речных вод и др.

Наблюдения, проведенные в уезде Долж (СРР) в период 1966—1973 гг., показали, что на орошаемых площадях содержание нитратов в грунтовых водах зависит от количества вносимых минеральных удобрений. Вследствие загрязнения на 10% площади грунтовые воды стали непригодными для поливов, а на 31% они вызвали интенсивное засоление почв.

Аналогичное загрязнение грунтовых вод установлено на орошаемых землях в долине Лас-Вегас в штате Техас (США). Район сложен аллювием, содержащим несколько водоносных горизонтов. На глубинах 76—305 м залегают напорные воды, используемые для орошения и водоснабжения. В период наблюдений (1968—1973 гг.) отмечено интенсивное загрязнение грунтовых вод долины хлором, сульфатами, нитратами и нитритами, прослеженными до глубины 50 м. Для борьбы с загрязнением подземных вод предло-

жено рациональное использование водных ресурсов, дополнительная подача поверхностной воды на орошение и другие мероприятия.

Примером роста минерализации речных вод по мере развития орошения является бассейн р. Колорадо, где сток реки на 40% используется для ирригации. В 1905 г. при площади орошаемых земель в бассейне 364 тыс. га, средневзвешенная минерализация речных вод равнялась 700 мг/л. К 1968 г. при увеличении орошаемой площади до 1,21 млн. га и соответствующем увеличении дренажного стока, среднегодовая минерализация речных вод составила 850 мг/л. По прогнозам Бюро мелиорации США в створе Империал Дам после осуществления всех проектов орошения в 2000 г. минерализация речной воды достигнет 1200 мг/л.

Солевой баланс р. Колорадо следующий. Естественный приток подземных вод, выходы родников, сток фонтанирующих скважин дают 47% поступления солей, возвратные поверхностные и подземные воды — 37%, испарение с поверхности водохранилищ — 12%, экспорт воды хорошего качества за пределы бассейна — 3%, сброс хозяйственных вод — 1%.

Для борьбы с ростом минерализации речных вод, по данным Г. Рэдосевича и Г. Скогербоя, установлен лимит минерализации речной воды, передаваемой Мексике. Для каждого из штатов Верхнего Колорадо также увеличена максимальная минерализация воды, выносимой за их пределы. Меры борьбы: бетонирование оросительных каналов, строительство дренажа, предотвращающее контакт возвратных вод с засоленной подпочвой. Кроме того, в ближайшее время в штате Юта намечается ввести опреснительную установку производительностью 378 тыс. м^3/сут для снижения минерализации сбрасываемых в Колорадо дренажных вод с орошаемых земель.

Борьба с загрязнением подземных и поверхностных вод в орошаемых районах является частью глобальной проблемы охраны окружающей среды. Эта проблема включает следующие основные вопросы: потерю воды в каналах; подпор и подъем уровня грунтовых вод; взаимодействие сооружений (каналов) с окружающей геологической средой.

Для контроля за потерями воды в процессе эксплуатации каналов предложено создание бетонных облицовок, использование пластмассовых, глинистых и бентонитовых покрытий, трубопроводов, лотков и т. д. Подробно разобран механизм засоления почв, возникающий при подпоре грунтовых вод на примере ирригационных систем Пакистана, Афганистана и Египта. Указано на необходимость создания горизонтального и вертикального дренажа и повышения контроля за качеством грунтовых вод. При рассмотрении взаимодействия сооружений с геологической средой особое внимание уделено явлению набухания в глинах, растворению гипса подземными водами, воздействию сульфатов на облицовку каналов, влиянию карстовых полостей на утечку воды.

Для решения вопросов рационального использования водных ресурсов в зарубежной практике широко используется вычислительная техника и математическое моделирование. В некоторых латиноамериканских научных центрах созданы математические модели для исследования природных ресурсов вообще и водных, в частности. Разработаны модели для расчета стока с водосборных площадей, исследования речных систем, управления режимом водохранилищ и т. д.

Оценивая перспективы моделирования, можно выделить новую и весьма обширную область применения вычислительной техники — решение проблемы водораспределения и орошения. Модели, описывающие эти процессы и реализующие их программы, объединены в так называемую группу моделей процессов орошения. В эту группу входят, например, модель выбора оптимального состава культур для данной орошаемой территории, модель комплектования графика гидромодуля, расчеты распределения и подачи воды на орошение.

Рассматриваемая программа расчета этих графиков занимает главное место среди прикладных программ, реализующих группу моделей процесса орошения.

Составление модели для прогноза минерализации возвратных вод с орошаемых полей и содержания в них питательных веществ было выполнено в Бюро мелиорации США. В работе отмечено, что просачивание воды через почву в процессе полива культур приводит к очень сложным химическим воздействиям. Содержания минеральных и питательных веществ в возвратных водах и в общем стоке в условиях поливного земледелия с трудом поддаются прогнозированию. Для лучшего понимания проблем засоления была необходима математическая прогнозирующая модель. Целью работы было создание модели общего водопользования, с помощью которой можно было бы прогнозировать изменение засоления почв при осуществлении новых ирригационных проектов и минерализацию возвратных вод. Исследование относится к трем районам орошаемого земледелия — Вернал (штат Юта), Гранд-Валли (штат Колорадо) и Гедар-Блафф (штат Канзас). На данных районах проверялась прогнозирующая модель, описывающая качество воды по значению восьми ионов и общую минерализацию. Работа над построением модели показала, что для достижения хорошей имитации условий работы ирригационной системы необходимо хорошее качество и достаточное количество исходной информации и знание гидрогеологических условий района.

В результате исследований составлено специальное руководство, детализирующее последовательные процедуры, необходимые для применения модели к любой ситуации, когда требуется предсказать минерализацию возвратных вод при ирригации. Дана вычислительная программа и подпрограммы анализа данных. Технико-исследовательским центром Бюро мелиорации, совместно с Университетом штата Аризона, разработана модель качества возвратных вод. Модель использует большое число сложных подпро-

грамм для имитации ненасыщенного одномерного потока, двухмерного насыщенного потока к дренам, потребления воды растениями, преобразования азота, усвоения азота растениями, выпадения из раствора извести и гипса, спаривания ионов, ионного обмена и др. Подпрограммы разграничены, чтобы можно было предсказать неустановившееся и установившееся движение солей и азота с поверхности почвы в дрены. Эту модель можно соединить с моделью общего водопользования и обеспечить широкие возможности имитации водных бассейнов.

Кроме того, Университетом в штате Юта была разработана модель полевых испытаний для прогноза водного и солевого режима в почве в период между поступлением поливной воды и выходом воды в дрены или испарением и транспирацией. Развитие ее привело к созданию «упрощенной» и «детальной» моделей. Упрощенная модель предназначена для управления поливом, она требует минимума исходных данных и позволяет рассматривать в широком диапазоне факторы, влияющие на качество возвратных вод. Детальная модель базировалась на известных физических принципах и законах, управляющих движением воды через ненасыщенные почвы. Результаты исследований показали, что контроль за состоянием почвы требует точного контроля за водой в хозяйстве, особенно за глубиной промачивания и временем полива.

Модель была проверена в районе Вернал долины Эшлей-Валли, где ирригация началась почти сто лет назад. Установлено, что модель прогноза минерализации возвратных вод удовлетворительно имитирует наблюдаемые величины. Результаты использования описанной модели приведены также для областей Гедар-Блафф и Гранд-Валли.

* *
*

Анализ помещенных в настоящем разделе данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Центральной проблемой мелиоративной гидрогеологии за рубежом является борьба с засолением и заболачиванием почв. В комплексе с ней решаются вопросы использования подземных вод для орошения.

2. Методы достижения, или сохранения, благоприятных гидрогеологических условий на орошаемых землях включают экономное и рациональное использование водных ресурсов на основе совершенствования способов орошения и техники полива и систем искусственного дренирования почв. Этим определяется круг вопросов, на решение которых направлены исследования в области мелиоративной гидрогеологии в аридной зоне.

3. Регулирование режима грунтовых вод и водного режима почв в гумидной зоне осуществляется в направлении применения закрытых конструкций горизонтального дренажа, повышения водопроницаемости тяжелых глинистых почв и двустороннего регулирования водного режима. Гидрогеологическое обоснование этого

комплекса мелиоративных мероприятий составляет задачу мелиоративной гидрогеологии гумидной зоны.

4. Новым аспектом приложения мелиоративной гидрогеологии явилась проблема мониторинга — системы контроля за процессами опустынивания и изменением природных ресурсов аридных областей. Для этой цели привлекаются методы космических и наземных исследований, подспутниковая аэрофотосъемка и др.

5. Зарубежный опыт лизиметрических исследований свидетельствует о большой ценности этих наблюдений для решения задач мелиорации земель. При постановке исследований обязательно выполнение следующих условий.

— использование лизиметров значительных размеров;

— «зарядка» лизиметров монолитами пород естественной структуры (в случае связных грунтов), или устройство «природных монолитов» путем ограждения блоков породы, подстилаемых водоупором;

— проведение в лизиметрах наблюдений за тепловым и водным режимом пород зоны аэрации, используя для этой цели различные датчики (тензиометры и т. д.);

— автоматизация регулирования уровня грунтовых вод в компенсационных лизиметрах;

— многолетняя длительность лизиметрических наблюдений, охватывающих периоды с разной обеспеченностью атмосферными осадками, с разной испаряемостью и т. д.

Кроме лизиметров для оценки инфильтрационного питания грунтовых вод за рубежом находят применение изотопные методы исследований.

6. Особое значение в практике исследований на мелиорируемых землях придается наблюдениям за влажностью почв. Для этой цели широко используют нейтронный метод, а также применяют тензиометры, иногда в сочетании с пористыми блоками-сопротивлениями и другими типами датчиков влажности. В США для этой цели применяют портативный спектрофотометр.

7. Для наблюдений за засолением почв в полевых условиях в США широко используют измерения электропроводности почв при их полной влагоемкости (после полива или дождя), применяя для этой цели портативные приборы. Аналогичным методом — измерением электропроводности в полевых условиях — определяют минерализацию подземных вод. Рассматриваемый метод значительно ускоряет исследования и снижает затраты, в связи с чем целесообразно широкое использование его в практике почвенно-гидрогеологических изысканий, проводимых в СССР.

8. Наблюдения за эвапотранспирацией на сельскохозяйственных полях и определение на этой основе сроков полива, по опыту США, возможно путем аэрофотосъемки в красном, зеленом и инфракрасном спектрах излучения. Целесообразна разработка данного метода применительно к условиям аридных и полуаридных районов СССР.

9. Гидрогеологическое районирование территорий для целей мелиорации, имеющее большое значение для обоснования проектов, в практике зарубежных исследований пока не получило столь широкого развития, как в СССР. Классификации земель для оценки пригодности их к орошению построены без достаточного учета гидрогеологических условий. В СССР эти вопросы, как в целом вся постановка гидрогеологических исследований и изысканий для целей мелиорации, решаются на значительно более высоком уровне. В связи с этим опыт работ советских гидрогеологов в рассматриваемой области мелиоративной гидрогеологии представляет несомненный интерес для зарубежных специалистов.

10. Для прогноза режима подземных вод в связи с мелиорацией земель за рубежом широко применяют численные методы и аналоговое моделирование. В США и некоторых других странах для этой цели используют постоянные электрические модели, создаваемые для действующих оросительных систем и охватывающие целые речные бассейны или отдельные части их.

11. Усиление оттока грунтовых вод в орошаемых районах зарубежных стран достигается применением горизонтального, вертикального и комбинированного дренажа. Доказана целесообразность применения закрытого дренажа на рисовых оросительных системах. При выборе типов и расчетах параметров дренажа на орошаемых землях большое значение, особенно в США, придается опытно-производственной проверке проектных данных, в первую очередь — по вертикальному дренажу. На основе этой проверки при необходимости вносят соответствующие коррективы в проекты. Глобальный характер приобрела в настоящее время проблема дренирования тяжелых почв как на орошаемых, так и осушаемых землях. На решение этой проблемы направлены усилия специалистов многих стран, учитывая, что почвы с хорошей водопроницаемостью уже почти полностью освоены.

12. Опыт мелиорации переувлажненных почв, накопленный в разных странах, свидетельствует о высокой эффективности двустороннего регулирования водного режима. При этом шлюзование осушительной сети для повышения уровня грунтовых вод наиболее целесообразно в песчаных грунтах, обладающих хорошей водопроницаемостью. Лучшие результаты дает применение закрытого дренажа. В тяжелых почвах установлена эффективность постоянного дренажа (керамического, пластмассового и др.) в сочетании с кротовыми дренами, повышающими водопроницаемость почв. Удельная протяженность дренажа изменяется в широких пределах. При регулировании режима грунтовых вод на осушаемых землях перспективными представляются автоматизированные осушительно-увлажнительные системы. Опыт разработки и применения их в ЧССР показал целесообразность конструкций таких комбинированных систем.

13. Осушение земель оказывает значительное влияние на поверхностный и подземный сток. Изучению этого влияния за рубежом уделяется большое внимание. Анализ данных по этому

вопросу свидетельствует о том, что влияние осушения не однозначно в разных почвенно-климатических, геоботанических, гидрологических и гидрогеологических условиях. Основу исследований для прогноза рассматриваемых процессов составляет изучение структуры водного баланса, многолетние наблюдения за режимом грунтовых и поверхностных вод, осушенных и неосушенных водосборных бассейнов.

14. Для орошения земель во многих странах широко привлекаются подземные воды. Последние используются в комплексе с поверхностными или как автономный источник орошения. Примеры истощения водоносных горизонтов вследствие бесплановой эксплуатации их (в США и других странах) указывают на необходимость планирования использования подземных вод на основе изучения их эксплуатационных запасов, а также (при необходимости) возможности искусственного восполнения запасов.

15. Оценке качества оросительной — в том числе подземной — воды в большинстве стран придается исключительно большое внимание. Наряду с оценкой пригодности воды по величине ее общей минерализации в качестве критериев используют содержание бора, хлоридов, а также соотношение натрия с другими катионами. Заслуживает внимания показатель, разработанный лабораторией засоленных почв в США — натриево-адсорбционное отношение (SAR). Достаточная дренированность почв, промывной режим орошения, улучшение качества оросительной воды (например, гипсованием) являются обязательным условием для использования воды повышенной минерализации на орошение в районах, испытывающих недостаток воды кондиционного качества.

16. Для прогноза водно-солевого режима почв, минерализации дренажных вод и выноса ими питательных веществ, а также последующего прогноза изменения минерализации речных вод разработаны математические модели. Последние используют в конечном итоге для планирования соответствующих водохозяйственных и мелиоративных мероприятий. Эти работы представляют интерес для орошаемых районов СССР и предъявляют повышенные требования к объему и достоверности исходной гидрогеологической информации. Таким образом, и в этом аспекте проблема оптимизации состава и объема гидрогеологических исследований и изысканий для целей мелиорации приобретает особую актуальность.

В последние три десятилетия большой вклад в развитие различных разделов геологии внесли точные науки. Среди них ведущая роль принадлежит физике и химии. На основе последних достижений этих наук стало возможным определение естественных концентраций стабильных и радиоактивных изотопов элементов в различных геологических объектах, в том числе и в подземных водах.

В геохимии и космохимии в качестве рабочей гипотезы допускают, что первозданный изотопный состав любого химического элемента является природной константой. Затем в результате ядерно-физических, физико-химических, биологических и других процессов изотопный состав элементов претерпевает временные и пространственные изменения. В результате различные геологические системы и подсистемы приобретают естественные изотопные метки, которые дают возможность прослеживать эволюцию геологических образований во времени, изучать процессы массопереноса как между геосферами (системами), так и внутри отдельных геосфер (между подсистемами), определять термодинамические характеристики объектов и их изменение во времени, не поддающиеся прямым измерениям.

Наиболее часто при гидрогеологических исследованиях используют данные о распределении в различных типах подземных вод и водовмещающих пород стабильных изотопов водорода, кислорода, углерода и серы. Другие изотопы, а также изотопные отношения используются в гидрогеологии при специальных работах исследовательского характера.

Из космогенных радиоактивных изотопов в гидрогеологии находят широкое применение тритий и углерод-14, в меньшей степени применяют ^{32}Si.

Для определения содержания стабильных изотопов в природных объектах в настоящее время применяются методы масс-спектрометрических измерений, обладающие чувствительностью и точностью, необходимой для гидрогеологической интерпретации получаемых данных.

Изотопный состав исследуемого образца определяется не в абсолютных, а в относительных величинах δ_i путем сравнения отношения ионных токов изотопических пар молекул в образце и стандарте

$$\delta_i = \frac{(i^*/i)_{\text{обр}}}{(i^*/i)_{\text{ст}}} - 1, \qquad (201)$$

где i^* и i — ионные токи изотопических пар молекул.

Результаты относительных масс-спектрометрических измерений изотопного состава водорода, кислорода, углерода и других хими-

ческих элементов в современной литературе приводятся в величинах δ, выраженных, как правило, в промиллях

$$\delta A = \left(\frac{R_{обр}}{R_{ст}} - 1\right) \cdot 1000‰, \qquad (202)$$

где δA — относительное содержание исследуемого изотопа данного элемента; $R_{обр}$, $R_{ст}$ — отношение тяжелого и легкого изотопов этого элемента, измеряемое как отношение ионных токов соответственно в образце и стандарте.

Очевидно, что при таком способе представления результатов изотопных измерений фиксируется относительное (в ‰) обеднение или обогащение пробы менее распространенным (как правило, более тяжелым) изотопом по сравнению с выбранным стандартом. В этом случае для стандарта значение $\delta A = 0$.

Концентрации космогенных радиоактивных изотопов (трития, радиоуглерода, радиокремния и др.) определяют методами низкофоновых измерений радиоактивности пробы или специально приготовленного из нее препарата. Природные изотопы растворенных веществ предварительно концентрируются специальными методами. Для измерения трития производят обогащение проб воды электролизом.

В качестве международного эталона при измерении углерода-14 используют стандарт Национального бюро стандартов США (NBS), представляющий щавелевую кислоту радиоактивностью 14,3 расп/мин на 1 г углерода ($1{,}176 \cdot 10^{-10}$% ^{14}C). Стандарт *современного радиоуглерода* определен как удельная активность ^{14}C в древесине, произраставшей в 1950 г., после введения поправки на изотопное фракционирование и присутствие в атмосфере *индустриального* углекислого газа. В терминах NBS стандарт современного углерода представляет 95% активности щавелевой кислоты стандарта NBS, т. е. 13,56 расп/мин на 1 г углерода.

Активность радиоуглерода в исследуемых пробах выражается в процентах от стандарта современного углерода

$$A = \frac{N_{пр} - N_{ф}}{N_{ст} - N_{ф}} \cdot 100\%, \qquad (203)$$

где A — содержание (радиоактивность) ^{14}C в пробе, %; $N_{пр}$, $N_{ф}$, $N_{ст}$ — радиоактивность пробы, фона и стандарта, измеренная радиометрическими методами.

Концентрация трития в природных объектах измеряется в тритиевых единицах (Т.Е.). 1 Т.Е. соответствует содержанию одного атома ^{3}H на 10^{18} атомов ^{1}H и эквивалентна 7,2 расп/мин в 1 л воды. Радиоактивность других космогенных радионуклинов измеряется в распадах в минуту на 1 кг или 1 т воды.

В настоящее время развитие изотопных методов за рубежом применительно к задачам гидрогеологиии идет в двух направлениях. Первое связано с широким использованием природных изотопов при решении местных и региональных гидрогеологических

задач на всех стадиях проведения гидрогеологических исследований: при гидрогеологических съемках различных масштабов, при поисках и разведке месторождений подземных вод, в области шахтной и мелиоративной гидрогеологии, при изучении условий формирования гидротермальных месторождений полезных ископаемых, при охране подземных вод от загрязнения и истощения. Второе направление включает исследования, связанные с изучением физико-химических условий формирования изотопного состава подземных и поверхностных вод с целью уточнения предпосылок, лежащих в основе использования природных изотопов в гидрогеологии. В настоящей главе будут рассмотрены основные достижения, имеющиеся по указанным направлениям.

Физико-химические основы разделения изотопов

Химические свойства отдельных элементов определяются главным образом строением их электронных оболочек. Различие в протекании физико-химических процессов с участием изотопических разновидностей атомов и молекул обусловлено разницей масс атомов-изотопов, а также симметрией и энергетическими свойствами изотопических молекул. Это приводит к тому, что в равновесных условиях изотопические атомы распределяются между компонентами и фазами физико-химических систем не по принципу равновероятного статистического перераспределения, а в соответствии с константами реакций изотопного обмена.

В ряде физико-химических процессов, протекающих в неравновесных условиях, разделение изотопов может происходить вследствие кинетических факторов.

Для количественной оценки разделения изотопов в том или ином физико-химическом процессе пользуются величиной коэффициента разделения (фракционирования):

$$\alpha = \frac{N}{1-N} \Big/ \frac{n}{1-n} = \frac{R_1}{R_2}, \qquad (204)$$

где $N/1-N=R_1$ — атомная доля изотопа в обогащенной фракции (соединении); $n/1-n=R_2$ — атомная доля изотопа в обедненной фракции (соединении).

Если содержание обогащаемого компонента невелико, что имеет место, например, при разделении естественных смесей изотопических разновидностей воды, можно принять $1-N \approx 1-n \approx 1$ и тогда

$$\alpha = \frac{N}{n} = \frac{R_1}{R_2}. \qquad (205)$$

При повторении процесса (реакции) разделения $K_{раз.}$, общий коэффициент разделения (фракционирования) будет равен α^K.

Так как парциальные давления изотопических разновидностей молекул в паровой фазе пропорциональны отношению мольных долей n и $1-n$, то уравнение (204) можно переписать в виде

$$\frac{n}{1-n} = \frac{N}{1-N} \cdot \frac{p^0_1}{p^0_2}, \qquad (206)$$

где p^0 — давление насыщенного пара.

Или с учетом (205)

$$\alpha = \frac{N}{n} = \frac{R_1}{R_2} = \frac{p_2^0}{p_1^0}.$$

Если индекс 2 относится к легкому (более летучему) изотопному компоненту, то $\alpha > 1$.

Используя зависимости (202) и (205), нетрудно показать [15], что

$$10^3 \ln \alpha \approx \delta_a - \delta_b,$$

где δ_a и δ_b — изотопный состав сосуществующих равновесных фаз или компонентов. Величина $\delta_a - \delta_b = \Delta$ является константой при постоянной температуре. Таким образом, полином вида

$$10^3 \ln \alpha = A + B(10^3/T) + C(10^6/T^2) \qquad (207)$$

практически описывает различие изотопного состава Δ сосуществующих фаз или компонентов в зависимости от абсолютной температуры.

Было установлено, что в состоянии изотопного равновесия при умеренных температурах кислородсодержащие породы более обогащены кислородом-18 по сравнению с водой. Разность обогащения, выражаемая как $\Delta = \delta_{\text{порода}} - \delta_{\text{вода}}$, уменьшается с ростом температуры. Таким образом, вода, равновесная с породой, например при температуре 25° С, при нагревании будет обогащаться кислородом-18. Подобное явление широко наблюдается в водах глубоких структурных горизонтов и гидротермальных систем и носит название кислородного сдвига [65].

Подобно изотопам кислорода, в системе «порода—вода» наблюдается также фракционирование изотопов водорода при образовании кристаллогидратов, глинистых минералов, а в гидротермальных процессах — при серпентинизации и хлоритизации первичных магматических пород. Все эти процессы направлены таким образом, что вода, находящаяся в равновесии с породой, обогащается дейтерием по сравнению с образующимся минералом. Например, для системы «гипс—вода» коэффициенты фракционирования составляют $\alpha^{18}O = 1{,}004$ и $\alpha_D = 0{,}98$, т. е. кристаллизационная вода гипса оказывается обогащенной кислородом-18 на 4‰ и обедненной дейтерием на 20‰ по сравнению с равновесным раствором. В процессе глинообразования также происходит фракционирование изотопов кислорода и водорода между водой и гидроксидсодержащим минералом, например каолином или монтмориллони-

том. Глинистые минералы обогащены ^{18}O и обеднены ^{2}H по сравнению с водой.

Формирование изотопного состава природных вод, а также влияние различных факторов на процессы разделения изотопов в реальных условиях, рассмотрены ниже.

Основные закономерности разделения изотопов водорода и кислорода в природных водах

В природной воде Земли на 10^6 молекул $^{16}H_2O$ в среднем приходится 320 молекул НДО, 420 молекул $^{17}H_2O$ и около 2000 молекул $^{18}H_2O$. Отношение содержания дейтерия к протию $Д/H \approx \approx 0{,}000150$ (0,0150 ат. %), а отношение изотопов кислорода $^{18}O/^{16}O \approx 0{,}002$ (0,2 ат. %). Зафиксированные максимальные пределы колебания концентраций дейтерия в природных водах составляют около 80%, а кислорода-18 около 10%. При этом наиболее обедненная дейтерием и кислородом-18 вода отмечена в осадках полярных регионов, а наиболее обогащенная — в закрытых бассейнах аридной зоны. Для других природных объектов зафиксированы пределы колебания дейтерия около 150% (в молекулярном водороде планеты $\delta D = -500‰$, в хондритах и лунных породах δD достигает $+250‰$. Для кислорода эти пределы составляют более 10% (в осадках полярных районов $\delta^{18}O \approx -55‰$), для растворенного в воде кислорода $\delta^{18}O = +45‰$.

Дейтерий и кислород-18 в поверхностных водах. Наиболее постоянными по содержанию дейтерия и кислорода-18 и другим физико-химическим свойствам являются океанические воды, составляющие 90% от общих запасов воды в гидросфере. Исследования, проведенные рядом авторов, показали, что океаническая вода на глубине 500 м и более весьма однородна по изотопному составу. Это обстоятельство дало основание Х. Крейгу предложить ее в качестве стандарта для выражения содержания дейтерия и кислорода-18 в природных водах в относительных единицах.

Факторы, влияющие на изотопный состав атмосферных осадков, изучались Х. Крейгом и другими исследователями. Главным фактором фракционирования изотопных разновидностей воды в поверхностном гидрологическом цикле является различие в давлении насыщенного пара различных изотопных разновидностей воды: $p_{H_2O} > p_{HDO} > p_{H_2O}$. В равновесных условиях коэффициент их фракционирования определяется отношением давления насыщенного пара легкого p и тяжелого p' компонентов $\alpha = p/p'$. При температуре 20° С α для НДО и $^{18}H_2O$ равно соответственно 1,08 и 1,009. Следовательно, пар в равновесии с водой обеднен примерно на 80‰ дейтерием и на 9‰ кислородом-18. Между средней концентрацией изотопов кислорода-18 и дейтерия в атмосферных осадках и среднегодовой температурой воздуха на поверхности экспериментально установлена корреляционная зависимость, основанная на обобщении опытных данных по различным районам Земли. Она

прослеживается в очень широком диапазоне температур и выражается эмпирическими уравнениями

$$\delta^{18}\,O = 0{,}695\,t - 13{,}6‰, \tag{208}$$

$$\delta\,D = 5{,}6\,t - 100‰. \tag{209}$$

На основании уравнений (208) и (209) корреляционную зависимость между содержанием дейтерия и кислорода-18 в атмосферных осадках можно записать в общем виде

$$\delta\,D = a + b\,\delta^{18}O. \tag{210}$$

Значение коэффициента b можно определить из соотношения

$$\frac{d\,\delta\,D}{d\,\delta^{18}O} = \frac{d\,\delta\,D}{d\,t}\Big/\frac{d\,\delta^{18}O}{d\,t} = \frac{5{,}6}{0{,}7} \approx 8. \tag{211}$$

Впервые корреляционная зависимость между δD и $\delta^{18}O$ для атмосферных осадков была экспериментально установлена Х. Крейгом.

Зависимость содержания тяжелых изотопов водорода и кислорода в атмосферных осадках от температуры конденсации пара отражается в естественных изотопных метках, которые приобретают метеорные воды и которые связаны с географическими и палеогеографическими параметрами. Например, наблюдаются сезонные вариации дейтерия и кислорода-18 в атмосферных осадках, достигающие максимума в теплые и минимума в холодные сезоны года. По той же причине концентрация дейтерия и кислорода-18 в метеорных водах уменьшается при продвижении на север и с повышением абсолютных отметок местности.

Изменение изотопного состава воды в поверхностных водоемах под влиянием различных факторов детально рассматривалось в ряде работ [64, 181, 248 и др.].

Соотношение между дейтерием и кислородом-18 в атмосферных осадках, описываемое уравнением $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, доказывает, что конденсация влаги происходит в условиях, близких к равновесным, при которых коэффициенты разделения изотопов водорода и кислорода могут быть приняты равными соответствующим коэффициентам для равновесных систем. При испарении жидкости в неравновесных условиях, наклон прямой в координатах δD—$\delta^{18}O$ для испаряющейся жидкой воды становится более пологим.

Из опытов по выпариванию морской воды видно, что изотопный состав ее может при определенных условиях претерпевать инверсию, что обусловлено снижением скорости испарения раствора в результате снижения активности воды в жидкой фазе по мере накопления солей. Инверсия наблюдается лишь тогда, когда эксперименты проводятся в условиях, характерных для гумидных регионов с относительной влажностью более 0,7 и изотопный состав атмосферного пара значительно облегчен относительно морской воды. В прибрежных районах с аридным и полуаридным климатом, если солеродный бассейн представляет морскую лагуну, изотопный состав пара атмосферной влаги практически мало отличается от

равновесного с морской водой. Как показано Х. Крейгом, для Калифорнийского побережья, Средиземного моря, Красного моря и Аденского залива значения $\delta^{18}O$ в парах варьируют в пределах от —12 до —9,7‰, а δD для атмосферных паров района Калифорнии равно —86‰. При равновесии солеродного бассейна с парами атмосферной влаги в подобных условиях его изотопный состав на конечных стадиях упаривания должен незначительно отличаться от морской воды. В континентальных солеродных бассейнах (соляных озерах), питание которых происходит за счет атмосферных осадков и разгрузки подземных вод, изотопный состав на различных стадиях выпаривания может резко изменяться в зависимости от климатических условий.

Дейтерий и кислород-18 в подземных водах зоны активного водообмена. Температурные, а следовательно, географические и палеогеографические вариации изотопного состава атмосферных осадков, а также изменение изотопного состава воды в процессе неравновесного испарения, характерного для континентальных регионов, позволяют решать целый ряд гидрогеологических задач, связанных с изучением динамики подземных вод зоны активного водообмена. Некоторые примеры решения таких задач на основании обобщения опыта зарубежных и советских ученых приведены Ю. Б. Селецким.

Заметное обогащение грунтовых вод дейтерием и кислородом-18 за счет испарения атмосферных осадков в процессе инфильтрации через зону аэрации наблюдается главным образом в районах с аридным климатом [84]. Изменения изотопного состава подземных вод в результате обменных реакций в системе «вода—порода» для вод зоны активного водообмена практически не наблюдаются. Рассмотрим несколько подробнее ряд задач, решаемых путем изучения распределения стабильных изотопов в поверхностных водотоках и подземных водах зоны активного водообмена.

Связь подземных вод с поверхностными водоемами. Как указывалось выше, содержание дейтерия и кислорода-18 в поверхностных водоемах в результате процессов неравновесного испарения практически всегда превышает концентрации этих изотопов в атмосферных осадках и водах поверхностного стока. Трансформация в количественном составе изотопов и в их соотношении служит естественной меткой, позволяющей судить о наличии или отсутствии подпитывания подземных вод из поверхностного водоема.

При исследованиях, выполненных с помощью указанного метода на юго-западе Турции, оказалось возможным опровергнуть гипотезу о наличии связи между двумя большими озерами, где происходит потеря воды через закарстованные известняковые формации, и несколькими высокодебитными родниками в карбонатных породах. В другом случае было сделано подобное заключение об отсутствии связи африканского оз. Чала с несколькими родниками в том же районе.

С помощью изотопных и гидрохимических методов Э. Мазор [178] установил отсутствие гидравлической связи вод р. Иордан и

питающего ее родника Панеум (Баниас) с вышерасположенным кратерным озером Боуль (Рам). Воды озера, расположенного на высоте 940 м над уровнем моря, по содержанию дейтерия и кислорода-18 близки к морским водам. Такой состав озерных вод обусловлен их интенсивным испарением в условиях аридного климата. В роднике Панеум (Баниас), расположенном на 600 м ниже озера, $\delta D \approx -40‰$ и $\delta^{18}O \approx -8‰$. В роднике же Масада вблизи озера, содержание дейтерия, кислорода-18 и хлор-ионов аналогично озерным водам, что указывает на их непосредственную гидравлическую связь.

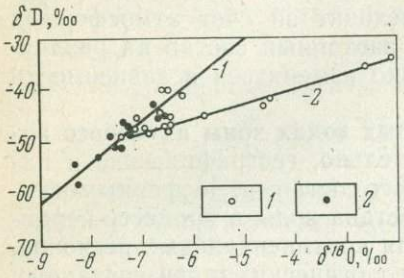


Рис. 23. Соотношение концентраций дейтерия и кислорода-18 для неглубоко (*1*) и глубоко залегающих (*2*) подземных вод солончака Шотт-эль-Ходна [110]

Испарительное концентрирование тяжелых изотопов было использовано для выявления местных областей питания в северной части Сахары (Алжир) и солончака Шотт-эль-Ходна [110]. В первом районе установлено, что локальное питание подземных вод происходит в зонах развития больших песчаных эргов, что особенно характерно для Большого западного эрга. Это подтверждается повышенными содержаниями дейтерия и кислорода-18 в грунтовых водах вблизи эрга по сравнению с подземными водами региона в целом, а также изменением углового коэффициента корреляционной зависимости до $5{,}3 \pm 0{,}5$ (рис. 23).

В поле развития солончака Шотт-эль-Ходна неглубокие, залегающие в аллювиальных четвертичных и континентальных меловых отложениях подземные воды имеют различное происхождение в различных зонах. К югу от области развития солончаков указанные воды (по изотопным данным) испарялись интенсивнее по сравнению с глубокими подземными водами. Это объясняется разгрузкой последних в приповерхностные водоносные горизонты и значительным испарением с зеркала грунтовых вод, уровень которых находится на глубине менее 1 м. Такое предположение подтверждается также параллельным ростом минерализации воды и содержания $\delta^{18}O$.

В северной и восточной зонах солончака по изотопным данным отмечается современное инфильтрационное питание, существенную роль в котором играет инфильтрация атмосферных осадков из вадей (сухих русел). Инфильтрация осадков происходит, по всей вероятности, довольно интенсивно, поскольку экспериментальные точки δD и $\delta^{18}O$ располагаются вдоль прямой $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, характерной для атмосферных осадков.

Данные по распределению в водах трития, углерода-13 и углерода-14 позволили не только качественно оценить гидравлическую

взаимосвязь подземных вод с поверхностными водоемами, но и рассчитать временные параметры водообмена.

Сезонность в питании подземных вод. Сезон поступления атмосферных осадков в подземные воды можно определить на основании различия в изотопном составе метеорных вод теплых и холодных сезонов года. Обычно содержание дейтерия и кислорода-18 в грунтовых водах соответствует средневзвешенному содержанию изотопов в водопритоке за большой период времени. Поэтому кратковременные вариации в содержании дейтерия и кислорода-18 могут прослеживаться в водах высокодинамичных водоносных горизонтов, например в областях развития карста.

Так, при исследовании подземных вод в районе карстового плато Горт (Западная Ирландия) по концентрациям кислорода-18 установлено, что восполнение запасов подземных вод происходит почти целиком за счет атмосферных осадков, выпадающих в зимние периоды. Это предположение основано на сравнении среднего изотопного состава кислорода-18 для атмосферных осадков (—5,4‰) с изотопным составом кислорода подземных вод ($\delta^{18}O$ достигает —7,2‰). В условиях климата Западной Ирландии летние осадки практически не поступают в подземные воды, расходуясь на эвапотранспирацию.

Отмечается, что в пустынях Сахара и Калахари современное питание водоносных горизонтов происходит за счет отдельных ливней, значительно облегченных тяжелыми изотопами по сравнению со средневзвешенным изотопным составом атмосферных осадков.

Выявление источников питания подземных вод в эпоху последнего оледенения. В эпоху последнего плейстоценового оледенения среднегодовые температуры для всех областей земного шара были ниже современных. Например, для экваториальной части Атлантики примерно на 5—6° С, для Карибского бассейна на 7—8° С, для экваториальной части Тихого океана на 3—4° С. В северных частях современного пояса пустынь в ледниковые эпохи выпадали ливневые осадки. Это вызывалось отклонением ветров западного переноса к югу из-за огромных ледников. Климатические изменения безусловно отразились на уменьшении концентраций дейтерия и кислорода-18 в покровных ледниках северных широт и плювиальных осадках ряда современных областей с аридными климатическими условиями.

Окончание последнего ледникового периода (граница плейстоцен— голоцен) наступило примерно 10 тыс. лет тому назад. Влияние осадков плювиальных эпох на восполнение запасов подземных вод аридных регионов отмечается по изотопным данным для современных пустынь Африки, Аравийского полуострова и Средней Азии. И. Фогель и Д. Эххальт [272] радиоуглеродным методом определили возраст пресных подземных вод Западной пустыни Египта, который составил 20—30 тыс. лет, т. е. основное восполнение запасов этих вод происходило за счет плювиальных осадков периода последнего оледенения плейстоцена. Такой вывод хорошо согласуется с данными по содержанию в подземных водах дейте-

рия и кислорода-18, которое значительно ниже, чем в современных атмосферных осадках этого региона и даже Центральной Европы. Аналогичные данные получены также при изучении подземных вод Сахары, Синайского полуострова, Саудовской Аравии, бассейна Потигуар в Северной Бразилии и др.

Области питания подземных вод. Изменения изотопного состава атмосферных осадков в зависимости от температуры их конденсации позволяют решать ряд практических гидрогеологических задач, связанных с выявлением областей питания исследуемых вод. Одна из первых попыток подобного рода исследований была предпринята в Исландии. По результатам этих исследований была построена карта распределения изоконцентраций дейтерия по юго-западной части страны. Позже подобная карта построена Б. Арнасоном для всей территории Исландии [24].

На основании изучения распределения дейтерия и кислорода-18 в атмосферных осадках установлены относительные доли местных и высокогорных осадков в питании подземных вод равнины Чинандега (Никарагуа). Среднее значение $\delta^{18}O$ для атмосферных осадков, выпадающих на равнине и частично расходующихся на восполнение запасов грунтовых вод, составляет —5,9‰. В ходе изотопной съемки было установлено, что содержание кислорода-18 в атмосферных осадках, выпадающих на склоны Кордильер на различных высотных отметках, убывает согласно уравнению $\delta^{18}O = -5{,}653 - 0{,}0026E$ (где E — высота места отбора пробы над уровнем моря, м). Наклон прямой, описываемой уравнением, составляет —0,26‰/100 м. В скважине, пробуренной на равнине (280 м над уровнем моря), вскрыты воды с $\delta^{18}O = -7{,}18$‰, что указывает на расположение области питания этих вод выше 600 м над уровнем моря. Аналогичные исследования проводились в Греции.

Естественная изотопная метка, образующаяся в атмосферных осадках, использовалась для выявления областей, из которых поступает вода в горные выработки. С помощью этой метки исследовали поступление воды в 7-километровый тоннель через горный массив Австрийских Альп. Установлено, что в тоннель в основном поступают воды, инфильтрующиеся сверху через массив горных пород. Такое заключение сделано на основании того, что содержание дейтерия в водопритоках вдоль тоннеля практически соответствовало его высотному распределению ($\Delta\delta D = -3$‰/100 м) для данного района. С помощью трития была определена минимальная вертикальная скорость инфильтрации воды, которая оказалась равной примерно 20 м/год. Аналогичные исследования были выполнены на Монбланском тоннеле (длина 11,6 км).

В приведенных примерах выявление областей питания путем интерпретации изотопных данных основывается главным образом на различии в изотопном составе атмосферных осадков, обусловленном процессами конденсации атмосферной влаги. В то же время кинетические факторы испарения масс морской воды для районов с различными климатическими условиями приводят к тому, что «глобальная» корреляционная зависимость в координатах

δD—$\delta^{18}O$ изменяется. Так, для Восточного Средиземноморья эта зависимость имеет вид: $\delta D = 8\delta^{18}O + 22$ и отличается от корреляционной зависимости Х. Крейга, характерной для областей, питающихся влагой Атлантического океана $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$. Этот факт также используется при изучении влагопереноса и питания подземных вод за счет атмосферных осадков различного происхождения.

Оценка взаимосвязи водоносных горизонтов. Так как изотопный состав подземных вод разных водоносных горизонтов различен, то по распределению стабильных изотопов водорода и кислорода можно судить о степени их взаимосвязи. Подобную задачу можно решить на основании анализа гидродинамических и гидрохимических данных. Однако в ряде случаев изотопные исследования подземных вод позволяют не только уточнить информацию, полученную другими способами, но и являются единственно возможным инструментом для этого решения, например, при крупномасштабной гидрогеологической съемке труднодоступных территорий.

Дж. Деак [71] с помощью изотопных и гидрохимических методов проводил исследования условий восполнения запасов подземных вод в районе Большой Венгерской равнины. В частности, исследовалась возможность поступления напорных подземных вод из верхнеплейстоценовой формации, сложенной карбонатными породами, через относительно водоупорный глинисто-лёссовый разделительный слой в четвертичный песчаный горизонт грунтовых вод (область Надькуншаг). Для этой цели были использованы данные по распределению дейтерия в обоих водоносных горизонтах. Значительное различие концентраций дейтерия в водах напорного водоносного горизонта ($\delta D_{ср} = -86‰$) и в грунтовых водах ($\delta D_{ср} = -63‰$) позволило сделать вывод о крайне незначительной разгрузке вод верхнеплейстоценового горизонта в грунтовые воды. Эти результаты были подтверждены данными определения возраста подземных вод по радиоуглероду.

Аналогичные исследования по изучению взаимосвязи водоносных горизонтов проводились в Алжире, Тунисе, Саудовской Аравии.

Определение пропорций смешения вод различного генезиса. Использование изотопных меток при изучении процессов смешения подземных вод основано на различии концентраций дейтерия или кислорода-18 в составляющих смеси.

И. Виноград и И. Фридман [271] рассчитали пропорцию смешения вод из различных областей питания для групп родников, происхождение которых не имело однозначной трактовки на основании классических гидрогеологических методов. Средние концентрации дейтерия составили в области питания I $\delta D = -113‰$, в области II $\delta D = -103‰$, в области разгрузки $\delta D = -106‰$. Среднее значение расхода воды известно и составляло 57,5 тыс. м^3/сут. При решении соответствующих уравнений было определено, что

из первой области питания поступает около 20 тыс. $м^3$/сут или 35% от общего расхода воды в зоне разгрузки. Примененная методика расчета, как отмечают авторы, может быть использована при соблюдении следующих условий: содержание дейтерия (или кислорода-18) при статистическом анализе должно значимо различаться в обоих компонентах смеси; содержание изотопов должно оставаться постоянным или почти постоянным во времени; другими компонентами, участвующими в смешении вод, можно пренебречь; изотопный состав воды не изменяется в результате взаимодействия с водовмещающими породами.

Б. Пейн и П. Шрётер [209] изучали процесс инфильтрации воды из р. Чимбо (Эквадор) в подземные воды. Средний изотопный состав речной воды составляет $\delta D = -47{,}0 \pm 0{,}7‰$; $\delta^{18}O = -7{,}34 \pm 0{,}09‰$. В атмосферных осадках, выпадающих на равнине в основном в течение 7 месяцев в году ($\sim$2000 мм), содержания дейтерия и кислорода-18 определены соответственно $\delta D = -24{,}1 \pm 0{,}8‰$; $\delta^{18}O = -4{,}43 \pm 0{,}07‰$. Грунтовые воды, сопряженные с рекой, имеют средний изотопный состав $\delta D \sim -30‰$ и $\delta^{18}O \approx -4‰$. На основании этих данных авторы рассчитали долю питания водоносного горизонта грунтовых вод за счет локальных атмосферных осадков, нижний предел которой составляет $73 \pm 5\%$. Отмечена также донная фильтрация из реки в более глубокие водоносные слои. На основании изучения распределения дейтерия по разрезу водоносного горизонта (—31,9, —39,2, —46,7‰) была рассчитана доля атмосферных осадков на глубинах 10, 40 и 80 м, которая составила соответственно 66%, 23% и около 1%.

Аналогичные исследования изотопными методами по изучению пропорций смешения вод различного генезиса проводились и при изучении источников водопритока в горные выработки.

Исследования взаимосвязи сопряженных гидрогеологических и гидрологических бассейнов (исследование водного баланса). Решение подобных задач, как правило, является основной проблемой гидрологических исследований. Однако определение составляющих подземного питания поверхностных водотоков или подпитывание водоносных горизонтов грунтовых вод входит в сферу гидрогеологических исследований. Некоторые примеры использования дейтерия и кислорода-18 для выявления взаимосвязи подземных вод были приведены выше. Здесь мы рассмотрим пример решения балансовой задачи, имеющей гидрогеологическое значение только с использованием данных по концентрациям стабильных изотопов водорода и кислорода в различных составляющих водного баланса гидролого-гидрогеологической системы. Следует подчеркнуть, что преимущество этих природных изотопных индикаторов воды заключается в том, что при их движении не происходит потери индикатора, например в результате осаждения, сорбции породой, избирательного биологического поглощения и т. д. Скорость перемещения такого индикатора равна скорости движения водных масс как в поверхностных водотоках, так и в пористых средах, каковыми являются водоносные горизонты. Урав-

нение водного баланса речной системы может быть представлено в виде

$$Q_р \cdot R_р = Q_{под} \cdot R_{под} + Q_{пов} \cdot R_{пов}, \qquad (212)$$

где $Q_р$, $Q_{под}$, $Q_{пов}$ — составляющие суммарного расхода воды в реке, подземного и поверхностного стока соответственно; $R_р$, $R_{под}$, $R_{пов}$ — концентрация изотопов соответственно в суммарном стоке и его составляющих.

Это уравнение позволяет вычислить долю подземного стока в питании реки при известных значениях $R_р$, $R_{под}$ и $R_{пов}$. Оно, естественно, справедливо лишь при использовании идеального изотопа, концентрация которого в подземных водах не меняется в течение длительных периодов времени. Однако данные о содержании, например ^{18}O, могут быть также использованы.

Подобные исследования выполнены в бассейне Дишма, расположенном в Швейцарских Альпах. Как и следовало ожидать, здесь установлено значительное различие в значениях $\delta^{18}O$ в речном базисном стоке, атмосферных осадках и снежном покрове, формирующем поверхностный сток в реки. Небольшие колебания значений $\delta\,^{18}O$ в стоке показывают, что в периоды снеготаяния и интенсивного выпадения дождей вклад подземных вод в поверхностный сток весьма незначителен. Аналогичные данные получены при исследовании дейтерия. Хотя общий расход воды в реках бассейна увеличивается после каждого сильного дождя, содержание кислорода-18 в речной воде увеличивается только в исключительных случаях, когда пробу отбирали из малых по расходу водотоков (ручьев) во время очень сильного ливня. Однако в целом изотопный состав воды стока близок к среднему за многолетний период составу атмосферных осадков. Это может происходить лишь в том случае, если река питается из водоносного горизонта, время пребывания воды в котором составляет несколько лет.

В заключение следует отметить, что кроме перечисленных задач с использованием концентраций дейтерия и кислорода-18 можно решать и другие гидрогеологические проблемы. В частности, выявлять сезонность в питании подземных вод и рассчитывать долю питания за счет атмосферных осадков различных сезонов года, что характерно для подземных вод карстовых регионов, исследовать движение подземных вод в районе действующих водозаборов, идентифицировать поступление в водоносные горизонты современных и древних морских вод, что характерно для прибрежных районов и др. Наиболее достоверные данные удается получить при комплексном использовании различных стабильных и радиоактивных изотопов в комбинации с гидрохимическими и гидрогеологическими данными. Этому вопросу, в частности, посвящен специальный сборник МАГАТЭ.

Процессы разделения изотопов водорода и кислорода в условиях подземной циркуляции воды. Как было уже показано, фазовые переходы воды играют главную роль в разделении изотопов природных вод на стадии их поверхностной циркуляции и частич-

но в зоне активного водообмена. Для глубоких подземных вод большинство гидрогеологов в настоящее время отрицают возможность подземного испарения в региональном масштабе. Такие процессы прослеживаются на основании анализа изотопных данных лишь в ограниченном числе бассейнов термальных вод, хотя изменение содержаний D и ^{18}O в подобных случаях можно объяснить и другими процессами, отличными от испарения. Например, по мнению Б. Арнасона [24], изучавшего термальные воды Исландии, полученный фактический материал дает основание считать, что при движении подземных вод на значительное расстояние от области питания до места разгрузки в условиях высоких температур содержание дейтерия в них не изменяется. На основании анализа опытных данных по различным геотермальным областям мира Х. Крейг [65] установил, что содержание дейтерия в водах гидротермальных систем соответствует его содержаниям в метеорных водах областей питания этих гидротерм. В противоположность этому опытными исследованиями повсеместно установлено, что в условиях повышенных пластовых температур вода обогащается тяжелым кислородом в результате изотопного обмена с кислородсодержащими водовмещающими породами (известняками, силикатами и др.). Увеличение содержания кислорода-18 в подземных водах по сравнению с метеорными водами в литературе получило название кислородного сдвига [64].

Пример изотопного кислородного сдвига иллюстрируется данными, полученными при исследовании термальных рассолов, выведенных скважинами в районе оз. Солтон-Си (Калифорния) [65]. Концентрация дейтерия с повышением температуры воды практически не изменяется и соответствует значениям δD для метеорных вод данного участка, в то время как концентрация кислорода-18 резко возрастает с увеличением температуры. На поверхности содержания обоих изотопов в озерах Мид и Солтон-Си изменяются параллельно в условиях некоторого обогащения тяжелыми изотопами в результате испарительного концентрирования. Из изложенного следует, что корреляционная связь значений δD и $\delta^{18}O$ для метеорных вод, описываемая уравнениями Х. Крейга, для глубоких подземных вод нарушается вследствие процессов изотопного обмена кислорода в системе «порода—вода». Изменение концентраций кислорода-18 в породах и подземных водах можно показать на другом характерном примере для района Лардерелло (Италия) [93]. Известняки морского генезиса, обычно характеризующиеся значениями $\delta^{18}O \approx +30‰$, заметно обеднены этим изотопом. В то же время подземные воды, циркулирующие по этим породам, имеют значение $\delta^{18}O = -7{,}3‰$ в области питания и $\delta^{18}O = -4{,}8 - -1{,}9‰$ в месте выхода на поверхность или в скважинах. Концентрация дейтерия при этом практически не изменяется. Основным процессом, формирующим изотопный состав подземных вод, как следует из приведенных примеров, является изотопный обмен в системе «порода—вода». Имеет место также изотопный обмен воды с газами H_2S, H_2, CH_4, CO_2 и жидкими углеводородами нефтя-

ного ряда. Однако масштабы этих процессов значительно меньше, чем обменные процессы с водовмещающими породами, как это указывалось выше.

Изменения значений $\delta^{18}O$ и δD воды в результате реакций изотопного обмена с водовмещающими породами зависят от ряда факторов, главными из которых являются следующие [9]: начальный изотопный состав воды δ_w и породы δ_r, участвующих в реакциях изотопного обмена; отношение количества способных к обмену атомов кислорода или водорода, присутствующих в воде, к количеству атомов этого элемента в породе w/r; температура, определяющая коэффициент равновесного фракционирования изотопов между породой и водой. Наряду с равновесным коэффициентом фракционирования или константой реакции изотопного обмена, эффект фракционирования изотопов между двумя фазами (соединениями), например между породой и водой, можно приближенно выразить в виде разности значений $\Delta = \delta_r - \delta_w \approx 10^3 \ln\alpha$ (где α — коэффициент фракционирования). Оказывает влияние также степень приближения системы «вода—порода» к состоянию изотопного равновесия, которое зависит от среднего времени пребывания воды в водоносном пласте.

Если предположить, что вода и порода находятся в состоянии изотопного равновесия при заданной температуре, то конечный изотопный состав воды δ^f_w можно выразить в виде соотношения [9]:

$$\delta^f_w = \frac{\delta_r - \Delta + (w/r)\cdot\delta_w}{1 + (w/r)}. \qquad (213)$$

Эта формула может быть использована не только для вычисления изотопного состава воды, находящейся в изотопном равновесии с породой, но и для расчета отношений w/r при известных других параметрах [15].

По этой формуле можно рассчитать, например, как изменится состав «нормальной» морской воды ($\delta D = 0$, $\delta^{18}O = 0$) при контакте с кислородсодержащими (карбонаты, силикаты) породами или с породами, в состав которых входят минералы с гидроксидными группами (глина, серпентин, хлорит, биотит и т. д.).

Подобные расчеты для вод морского генезиса ($\delta D = 0$, $\delta^{18}O = 0$) показывают, что при изотопном обмене кислорода и водорода при $t = 200°$ С и $K = 0{,}1$ (весовое отношение воды к породе) изотопный состав воды изменится и составит при обмене с кислыми силикатными породами $\delta^{18}O = +2 \div 4‰$, $\delta D = -2 \div -4‰$; при обмене с глинистыми породами $\delta D = -10 \div -20‰$, $\delta^{18}O = +5 - +10‰$; при обмене с карбонатными породами $\delta D = 0$, $\delta^{18}O = +8 \div +12‰$.

В гидротермальных системах, сложенных карбонатными породами, как правило, наблюдается четкий кислородный сдвиг, а содержание дейтерия остается постоянным. При циркуляции подземных вод по эффузивным породам (кислые гидротермы) происходит некоторое увеличение содержания дейтерия в метеорных водах [64]. Причина изменения изотопного состава водорода вод кислых

гидротерм может быть объяснена как изотопным обменом в системе «гидроксидсодержащие минералы—вода», так и процессами гидратации первичных минералов магматогенных пород метеорными водами.

Фракционирование изотопов водорода и кислорода в результате фильтрации через водовмещающие породы, по всей вероятности, крайне незначительно. Так, Э. Дегенс установил, что при фильтрации подземных вод на расстояние 1100 км по выдержанному погружающемуся горизонту песчаников Нубийской серии в Северной Африке изотопный состав кислорода практически не изменялся. Содержание дейтерия при движении вод в хорошо промытых структурах также не изменяется [65, 93], а в артезианских бассейнах с крайне замедленным водообменом содержание дейтерия, как правило, возрастает с глубиной. Это объясняется различной долей участия древних морских вод, сингенетичных с осадочной толщей седиментационного бассейна, при смешении их с инфильтрационными водами метеорного происхождения.

Дейтерий и кислород-18 в глубоких подземных водах седиментационных бассейнов. Формирование глубоких подземных вод осадочной оболочки Земли имеет длительную и сложную историю. Глубокие воды седиментационных бассейнов формировались на месте древних морей и лагун, тяготеющих к материковым окраинам. Наблюдается непосредственная связь мощности осадочных толщ с тектоническими горизонтальными подвижками литосферных плит и, как следствие этого процесса, — с вертикальными тектоническими движениями земной коры. Наибольшая осадочная толща согласно гипотезе глобальной тектоники плит аккумулируется на деструктивной границе плит, там, где океаническая плита погружается позади островных дуг. Особый тип бассейна седиментации может возникать и на конструктивных границах в начальной стадии разрыва континента, например в Красном море.

Таким образом, главные бассейны седиментации, образовавшиеся в различные геологические эпохи, были связаны с окраинными частями плит, т. е. с теми участками земной коры, где происходили максимальные тектонические вертикальные подвижки. Характерно, что подавляющее число открытых к 1970 г. нефтяных месторождений-гигантов связано с бассейнами седиментации и располагается в шельфовых зонах современных материков.

На стадии поверхностного существования седиментационного бассейна (это относится в первую очередь к бассейнам, где шло осаждение эвапоритов) в результате испарения воды изотопный состав водорода и кислорода мог несколько отличаться от питающей его морской воды. При испарении с уменьшением объема концентрация солей в таком бассейне нарастала, что приводило к уменьшению активности воды и, следовательно, к снижению скорости испарения. Это в свою очередь на конечных стадиях упаривания влияло на изотопный состав водорода и кислорода воды. Как показали, например, З. Софер и Дж. Гат [248], содержание дейтерия в таких бассейнах в зависимости от влажности окружающе-

го воздуха могло уменьшаться по сравнению с первоначальной морской водой $\delta D = 0$. Так, при относительной влажности 40—50% и изотопном составе пара $\delta D_п = -80‰$, когда в бассейне может произойти упаривание до садки бишофита, изотопный состав водорода воды практически на всех стадиях упаривания превышает концентрацию дейтерия в океанической воде. При влажности воздуха 80%, когда бассейн в естественных условиях может выпариться до стадии садки галита, изотопный состав водорода оставшейся воды может уменьшиться и достичь значения $\delta D = -20‰$.

В подземных условиях на стадии диагенеза осадочной толщи изотопный состав подземных вод также может изменяться. Как правило, при температурах, повышенных по сравнению с поверхностными, происходит изотопный кислородный обмен подземных вод с водовмещающими породами, и концентрация кислорода-18 в подземных водах может возрастать. Концентрация дейтерия также не остается постоянной, но ее изменение вследствие процессов обмена с гидроксидсодержащими минералами, например глинистыми, выражено гораздо слабее, чем изменение изотопного состава кислорода, так как содержание кислорода в породах осадочной толщи более чем на порядок превосходит содержание водорода [9, 15].

Таким образом, по концентрациям дейтерия подземные воды, сингенетичные с осадочной толщей седиментационного бассейна, значительно отличаются от инфильтрационных метеогенных вод, поступающих в бассейн на континентальной стадии его существования. На основании изложенного можно сделать вывод о том, что по концентрациям дейтерия в подземных водах древних седиментационных бассейнов можно отличать древние морские воды от инфильтрационных метеогенных вод даже при идентичности их химического состава [15, 65].

Э. Дегенс с сотрудниками изучал изотопный состав кислорода пластовых вод нефтегазоносных провинций штатов Оклахома, Техас, Колорадо и Юта.

В целом для всех бассейнов отмечается увеличение значений $\delta^{18}O$ с ростом минерализации исследуемых вод. Отклонение $\delta^{18}O$ в сторону отрицательных значений, зафиксированное в ряде проб и сопровождающееся снижением их минерализации, могло быть вызвано внедрением современных метеорных вод или смешением с древними инфильтрационными водами при положительных тектонических подвижках. Положительные значения $\delta^{18}O$ в некоторых пробах объясняются возможным испарительным концентрированием кислорода-18 на стадии поверхностного существования бассейна, например при испарении из замкнутых лагун. Э. Дегенс и др. указывают также, что сходство изотопного состава кислорода подземных рассолов и океанических менее минерализованных вод позволяет сделать предположение о том, что концентрирование солей в подземных водах седиментационных бассейнов обусловлено не только испарительным их концентрированием на стадии поверхностного существования, но и процессами фильтрации подземных

вод через глинистые толщи. По мнению авторов, изотопные данные могут служить отправными критериями для определения пропорций метеорной и «погребенной» воды в исследуемом образце.

Разной детальности исследования изотопного состава глубоких пластовых вод выполнены Д. Уайтом, Р. Клейтоном, Б. Хитчоном и И. Фридманом, А. Рожковски и К. Пржевлоцки и др.

Основываясь на этих работах, Х. Тейлор [15] пришел к выводу, что в большинстве седиментационных бассейнов Северо-Американского континента метеорные воды являются главным компонентом подземных рассолов. В связи с этим он предложил для подобных вод вместо понятия *погребенные воды* использовать термин *измененные* (метаморфизованные) *погребенные воды,* или *«формационные воды»*. Такие формационные воды, по мнению автора, должны присутствовать во всех бассейнах осадконакопления. В ряде случаев эти воды могут являться важными рудообразующими флюидами.

В Польше с помощью комплекса природных изотопов (D, ^{18}O, T, ^{14}C) исследовали генезис водопритоков в три соляные шахты. В частности, на основании изучения распределения D и ^{18}O в водопритоках на различных горизонтах было установлено, что с увеличением глубины возрастает количество погребенных морских метаморфизованных вод, характеризующихся повышенными содержаниями дейтерия и кислорода-18. Особенно это характерно для соляной шахты Клодава, расположенной в соляном куполе цехштейна. Отмечено также, что даже в глубокие горизонты шахт в ряде случаев поступает значительное количество современных инфильтрационных вод. Так, на третьем уровне шахты Вапно установлено присутствие в водах трития (20—30 Т. Е.) и радиоуглерода (74% от современного стандарта) при общей их минерализации, равной 360—422 г/л.

С использованием дейтерия и кислорода-18 можно идентифицировать не только древние, но и современные морские воды, поступающие в водоносные горизонты в прибрежных районах. Такие работы выполнялись для ряда районов земного шара.

Происхождение подземных вод областей современного вулканизма. Подземные воды современных вулканических областей и жидкие включения в минералах и породах привлекали внимание специалистов, занимающихся изотопными исследованиями с целью выявления их происхождения и решения ряда актуальных прикладных задач, в том числе связанных с проблемой гидротермального рудообразования. Х. Крейг [208] провел сравнительный анализ изотопного состава воды и пара основных геотермальных районов мира. В работе приведены изотопные данные наиболее известных геотермальных районов, в которых кроме водяного пара имеются характерные нейтральные или слегка щелочные горячие источники. Для этих вод и пара содержание дейтерия соответствует его содержанию в местных метеорных водах. Значения $\delta^{18}O$ здесь возрастают по мере увеличения температуры. Это явление связано с процессами кислородного изотопного обмена в системе «вода—поро-

да». Пределы изменения ^{18}O относительно метеорных вод колеблются от 0 (для источников Новой Зеландии) до 14‰ (для района Солтон-Си). Характерно также, что для нейтральных гидротерм содержание дейтерия на стадии подземной циркуляции воды практически не изменяется и точно соответствует среднему изотопному составу метеорных вод в областях питания гидротермальных систем.

Для кислых вод, таких, как гидротермы Лассенского или Йеллоустонского парков, также характерно метеорное происхождение, однако наряду с кислородным сдвигом наблюдается и некоторое увеличение содержания дейтерия, связанное с базовыми температурами гидротермальных систем и временем пребывания воды в подземных условиях. Х. Крейг [64] объясняет это явление процессом неравновесного испарения при 70—90° С. Аналогичное явление наблюдается также для кислых гидротерм Японии [13].

Генетические возможности изотопного анализа вод гидротерм были обоснованы Х. Крейгом при исследовании термальных рассолов, полученных в процессе бурения скважин в районе оз. Солтон-Си. Температура этих высокоминерализованных (до 332 г/кг) рассолов, определенная экстраполяцией для забоя 1400-метровой скважины, составляла 340° С. Д. Уайт и др. приняли рассолы, вскрытые первой из глубоких скважин, за рудоносные магматические флюиды или ювенильные воды. По содержанию дейтерия и кислорода-18 в этих рассолах и других поверхностных и подземных водах района Х. Крейгом [65] был сделан однозначный вывод о метеорном происхождении «рудообразующих флюидов» Д. Уайта. Правомочность такого вывода ясна из анализа изотопных данных, приведенных в его работе, из которых видно, что содержание дейтерия в указанных рассолах остается постоянным и соответствует средним значениям δD, характерным для атмосферных осадков.

К настоящему времени, используя изотопные и гидрогеохимические методы, проведено исследование многих гидротермальных систем мира, в том числе расположенных на территории СССР. Почти тридцать лет проводятся изотопные исследования крупного месторождения термальных вод района Лардерелло (Италия). Исследования со всей очевидностью показали, что это месторождение питается метеорными водами ($\delta D = -40 \div -47$‰, что соответствует содержанию тяжелого изотопа водорода в местных метеорных водах). В горячих водах и перегретом паре продуктивных областей месторождения отмечается значительный кислородный сдвиг, обусловленный изотопным обменом перегретых вод с карбонатными породами. В свою очередь, карбонатные породы в гидротермальном очаге в значительной степени обеднены тяжелым изотопом кислорода (рис. 24).

Ранее Дж. Феррарой и др. [93] на месторождении Лардерелло в нагретых водах, насыщенных углекислым газом, был установлен эффект *обратного кислородного сдвига,* являющегося следствием изотопного обмена кислорода между водой и термометаморфиче-

ской углекислотой. В равновесных условиях при температуре 200° С углекислый газ обогащается кислородом-18 примерно на 20‰ по сравнению с водяным паром [15].

Х. Сакаи и О. Мацубая [13] изучали с помощью изотопных и гидрохимических методов гидротермальные системы Японии. На основании геолого-геохимических методов ими выделены четыре типа геотермальных систем: Арима, Зеленотуфовый, Прибрежный и Вулканический.

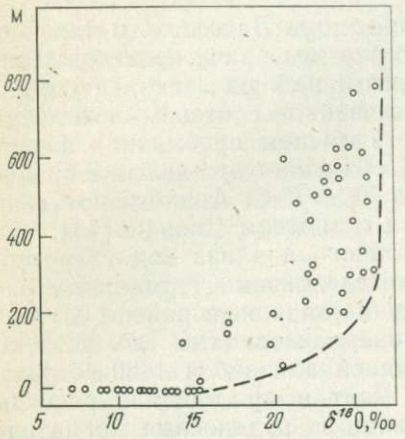


Рис. 24. Вариации изотопного состава кислорода в образцах карбонатных пород в зависимости от расстояния до центра гидротермальной системы Лардерелло (Италия) [206]

В водах типа Арима по изотопным данным обнаружено присутствие подавляющего количества «растворителя» метеорного происхождения. Эти воды характеризуются также значительным кислородным сдвигом. В некоторых рассолах значение $\delta^{18}O$ достигает +8‰, однако, по утверждению авторов, на основании этих данных нельзя сделать вывод о магматическом происхождении термальных рассолов, так как термальные воды имеют более высокие значения $\delta^{18}O$, чем это имело бы место при изотопном равновесии воды с гранитной магмой. Очевидно, изотопный состав кислорода этих вод обусловлен изотопным обменом с карбонатными породами примерно при 100° С. Х. Сакаи и О. Мацубая отмечают, что по химическому типу и изотопному составу эти воды близки к формационным водам седиментационных бассейнов Северной Америки.

Воды зеленотуфовых формаций по изотопным данным также являются в основном метеогенными. Воды сходного типа встречены в шахтах, пройденных в формационной толще зеленого туфа подводного тоннеля Сейкан, соединяющего острова Хонсю и Хоккайдо. Поступающие в тоннель воды являются смесью морских и местных метеорных вод. Здесь концентрации дейтерия и ионов хлора возрастают параллельно, что объясняется процессами смешения двух типов вод. Термальные воды зеленотуфовой формации в ряде областей характеризуются как кислородным сдвигом, так и некоторым увеличением дейтерия. Основываясь на данных, полученных для вод тоннеля Сейкан, авторы приходят к выводу, что в ряде гидротерм зеленотуфовой формации присутствуют воды, представляющие смесь локальных атмосферных осадков и морских вод. При этом нарастание концентраций дейтерия в водах этого типа коррелирует с процессом обыкновенного смешения, а увеличение ^{18}O обусловлено кислородным сдвигом. Отсюда следует, что процессы изотопного обмена термальных вод в данном районе

практически не влияют на содержание в них тяжелого водорода, но приводят к значительному обогащению термальных вод кислородом-18.

Прибрежные термальные воды, как правило, представляют смешанные в определенных пропорциях морские и метеорные воды. Их химический состав в ряде случаев значительно изменен в результате взаимодействия между нагретыми водами и вулканогенными породами. Малое количество магния в них (по сравнению с морскими водами), по мнению авторов, может быть объяснено следующей реакцией:

$$\text{вулканические породы (стекло)} + 2Mg + H_2O \rightarrow Mg\text{—хлорит} + Ca^{2+} + K^+ + H^+ + H_4SiO_4.$$

Сульфаты могут выводиться в результате образования гипса:

$$Ca^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow CaSO_4.$$

В результате этих реакций выводы приобретают Na-Ca-Cl тип.

Вулканический тип гидротерм формируется, вероятно, за счет метеогенных вод и вулканических эксгаляций, смешивающихся в различных пропорциях. Данные табл. 16 дают возможность предположить две модели формирования кислых термальных вод района Хигаши (вулканический о-в Сатсума-Ивойима, Япония). Авторы отдают предпочтение модели II, однако в любом случае доля метеорных вод в термальных вулканических источниках весьма велика.

Происхождение вулканических газов этого острова представляет определенный интерес в связи с их необычным изотопным и химическим составом. Значения δD в фумарольных газах значительно более высокие, чем в местных грунтовых водах и атмосферных осадках. Изотопный состав кислорода свидетельствует об изотопном равновесии водяного пара с андезитами ($\delta^{18}O = +6{,}6 — +7{,}0‰$). Этот факт совместно с высокой температурой фумарол (до 835° С) может свидетельствовать о том, что значительная часть этих газов является «магматогенными». Однако средние зна-

Таблица 16

Образец	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	Cl, ммоль/л	SO_4, ммоль/л
Метеорные воды	—37,0	—6,0	2	1
Морские воды	0,0	0,0	535	28,1
Вулканические газы	—25,0	+6,6	370	533
Хигаши-1	—32,7	—5,3	52,0	72,0
Хигаши-2	—35,0	—2,0	43,7	—
Модель I *	—32,7	—5,3	63,9	8,3
Модель II **	—35,4	—4,3	52,0	72,8

* 88,4% метеорных вод +11,6% морской воды.
** 58% метеорных вод +42% вулканических газов.

чения $\delta D = -25‰$ «магматических вод» значительно выше величин δD, равных $-40 \div -60‰$, наблюдаемых в водах вулканических газов о-ва Суртсей (Исландия), в океанических базальтах вблизи Гавайских островов и в гидроксилсодержащих минералах верхнемантийного происхождения и характеризуемых значениями δD, которые присущи «первичным магматическим флюидам» (т. е. ювенильным водам). В то же время, отмечают Х. Сакаи и О. Мацубая, конденсаты вулканического пара с о-ва Белый (Новая Зеландия) во время высокой активности очень сходны по ряду параметров с конденсатами изучаемого района. Наблюдаемые значения δD и $\delta^{18}O$ для новозеландских вулканов варьируют соответственно в пределах от -10 до $-20‰$ и от 0 до $+4‰$. В конденсатах этих вулканов, идентичных с японскими фумаролами, содержание хлора достигает 5 г/кг.

Вероятно, высокие значения δD в вулканических эксгаляциях на о-ве Белом связаны не с выходом ювенильных вод, а являются результатом взаимодействия андезитовых магм с морскими водами вблизи поверхности. Это предположение подтверждается данными Х. Омото и Р. Рая, изучавшими изотопный состав воды флюидных включений в пирите и халькопирите из некоторых месторождений Куроко в районе Хокуроку (Япония). По изотопным вариациям δD и $\delta^{18}O$ (от -26 до $-18‰$ и от $-1{,}6$ до $-0{,}3‰$ соответственно) авторы приходят к выводу, что рудообразующие флюиды Куроко образовались главным образом за счет вод морского происхождения. Примесь магматической или метеорной воды в этих флюидах не превышает 25%.

Результаты исследований стабильных изотопов водорода и кислорода в минералах магматических пород и флюидных включений нашли широкое использование в геологической практике, главным образом в связи с изучением проблемы гидротермального изменения пород и рудообразования. Несомненный научный и практический интерес в этой проблеме представляет изучение генезиса воды рудообразующих флюидов. Как отмечают Д. Уайт [17] и Х. Тейлор [15], наиболее достоверные данные о генезисе флюидов можно получить путем изучения изотопного состава флюидов и ассоциирующих минералов рудной залежи на фоне изучения природных вод и в первую очередь вод гидротермальных систем. Ценную информацию об условиях рудообразования и роли в этом процессе различных по происхождению подземных вод удается получить по данным об изотопном составе воды. Этому вопросу посвящено большое число исследований различных авторов.

Д. Уайт [17] выделяет несколько типов воды, участвующей в гидротермальном рудообразовании. Среди прочих он отводит определенную роль ювенильным водам, выделяющимся в процессе дегазами мантии и ранее не являвшимся частью гидросферы. Еще два десятилетия назад как зарубежные, так и советские геологи относили к типу ювенильных большое число проявлений термальных вод, особенно если эти воды имели специфический химический состав.

Упоминавшиеся ранее работы Х. Крейга и др. по изучению изотопного состава подземных вод зон современного вулканизма убедительно показали, что в подземных водах практически всех исследованных к настоящему времени гидротермальных систем гипотетические ювенильные воды отсутствуют. К сожалению, высокоинформативные критерии изотопного состава ювенильных вод к настоящему времени не известны. Большинство исследователей исходит из предпосылки о том, что ювенильные воды практически однородны по изотопному составу и не должны зависеть от географических условий мест их выхода на дневную поверхность.

Учитывая генетическую связь ювенильных вод с глубинными частями Земли, были предприняты попытки оценить их изотопный состав на основании изучения изотопного состава водорода и кислорода вулканических эксгаляций, а также некоторых минералов магматических пород. В последнем случае предполагается, что отделение вод происходит при высоких температурах, когда коэффициенты фракционирования изотопов водорода и кислорода между породой и водой приближаются к единице.

Х. Тейлор [15] подходит к проблеме первичной магматической (ювенильной) воды с теоретических позиций. Он отмечает, что магмы существуют в температурном интервале от 700 до 1100° С. При таких температурах изотопный состав отделяющейся от магмы и находящейся с ней в изотопном равновесии воды должен быть по кислороду практически идентичен мантийным минералам, а по водороду — тяжелее на величину, лежащую в пределах от 0 до 20‰ (в среднем на 10‰), что соответствует значению $\Delta = \delta^{D}_{порода} - \delta^{D}_{вода}$ при данных температурах для многих гидроксидсодержащих минералов. Как известно, большинство плутонических и вулканических пород имеют значения $\delta^{18}O$, изменяющиеся в пределах от +5,5 до +10‰, а значения δD в 95% случаев лежат в пределах от —50 до —85‰. При таких значениях $\delta^{18}O$ и δD с учетом фракционирования при $t > 700°$ С первичная магматическая вода должна иметь значения $\delta^{18}O = +5{,}5 \div +10‰$, а $\delta D = -40 \div -75‰$. В более ранней работе Х. Тейлор и др. для первичной магматической воды принимали значения $\delta^{18}O = +7 \div 9{,}5‰$, а $\delta D = -50 \div -80‰$.

Близкие к этим значениям данные по оценке гипотетического изотопного состава первичной магматической (ювенильной) воды приводятся и в работах других исследователей. Д. Уайт [17] отмечает, что значения δD ювенильных вод, генетически связанных с мантией, по всей вероятности, должны быть близкими к —50‰. Такому значению δD удовлетворяют, например, воды фумарольных конденсатов вулкана Суртсэй, для которых $\delta D = -53‰$. Для остеклованной каймы молодых подушечных лав, излившихся при высоких давлениях на дно океана, найдено, что $\delta D = -60‰$.

Приведенные оценки изотопного состава гипотетической ювенильной воды основаны на целом ряде допущений, которые не исключают и иных трактовок [15]. Например, с позиции теории тектоники плит можно допустить, что в зонах поддвига океаниче-

ской плиты (зоны океанических желобов) в мантию вовлекаются большие объемы осадочных пород. При дегидратации этих пород в условиях повышенных температур может выделяться вода с изотопным составом водорода в пределах —60÷—80‰. Очевидно, ювенильный облик могут приобрести и метеорные воды в результате изотопного обмена с породами при их метаморфизме. При этом метаморфические воды характеризуются широким диапазоном вариаций $\delta^{18}O = +4 — +25‰$ и значениями δD, попадающими в интервал значений ювенильных вод [15].

Изучение изотопного состава водорода и кислорода минералов и газово-жидких включений в породах и минералах, полученных из районов большого числа гидротермальных месторождений полезных ископаемых, в настоящее время позволяет сделать вывод о том, что главная роль в преобразовании верхней литосферы принадлежит воде гидросферы. При этом подавляющая часть метаморфических и магматических вод проходит цикл метеорной циркуляции.

Космогенные радиоактивные изотопы в гидрогеологических исследованиях

В настоящее время наиболее широкое распространение в гидрогеологических исследованиях получили главным образом два космогенных изотопа — тритий Т и радиоуглерод ^{14}C. Первый изотоп дает возможность определять время пребывания воды в гидрогеологических системах по экспоненциальной модели от 0 до 500 лет, по радиоуглероду теоретически возможно оценивать возраст подземных вод в пределах от 500 до 60 000 лет.

Использование трития для решения гидрогеологических задач. С помощью природного трития определяют: 1) время пребывания (водообмена) воды в гидрогеологических системах; 2) интенсивность питания грунтовых вод через зону аэрации; 3) взаимосвязь водоносных горизонтов; 4) питание подземных вод из поверхностных водоемов, а также за счет подземного стока поверхностных водотоков; 5) локальные области питания и разгрузки водоносных горизонтов, направление и средние скорости движения подземных вод в водоносных горизонтах. Кроме того, с использованием трития могут решаться задачи, являющиеся производными от перечисленных выше. Например, можно изучать динамику соле-влагопереноса в зоне аэрации, оценивать защищенность подземных вод от проникновения техногенных загрязнений и т. д. Для решения задач необходимо иметь данные о временном распределении трития в атмосферных осадках на изучаемой территории. Такие сведения в настоящее время обобщены в серии специальных бюллетеней МАГАТЭ [84].

Оценка скорости водообмена с использованием трития. Метод основан на изучении зивисимости концентрации трития от времени на входе и выходе гидрогеологической системы. За исходные данные на входе системы принимаются средневзвешенные концент-

рации трития в атмосферных осадках предполагаемых областей питания, а на выходе — содержание трития в источниках зоны разгрузки или в водах скважин, вскрывающих исследуемый водоносный горизонт. Экспериментальные данные интерпретируются с учетом геологической обстановки и гидродинамических параметров водоносного горизонта с привлечением абстрактной математической модели, наиболее согласующейся с реальной гидрогеологической модели. Математической основой для построения таких моделей обычно служат уравнения баланса их водных масс и индикатора в сочетании с моделью динамики воды. Рассмотрим наиболее распространенные модели.

Одной из важнейших задач при исследовании подземных вод является установление продолжительности водообмена или среднего времени пребывания воды в гидрогеологической системе. А. Нир [194] предложил несколько моделей для интерпретации экспериментальных данных, полученных на основе использования трития, для решения указанной задачи.

Поршневая модель. По этой модели порции воды, поступающие в системы, следуют друг за другом по линии тока, не смешиваясь (гидродинамической дисперсией можно пренебречь). Возраст воды с использованием радиоактивного изотопа может быть определен в любой точке системы, исходя из экспоненциальной формулы радиоактивного распада. В этом случае время перемещения t воды от области питания до точки опробования (или разгрузки) может быть записано как

$$t = \frac{x}{V}, \tag{214}$$

где x — расстояние от области питания до точки опробования; V — скорость движения подземной воды.

За время t произойдет уменьшение концентрации радиоактивного изотопа, которая достигает ко времени t значения C_t. Тогда из равенства

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t} \tag{215}$$

получим

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{C_0}{C_t}. \tag{216}$$

В данной модели допускается, что величина C_0 постоянна во времени и смешения разновозрастных вод в системе не происходит. К сожалению, возможность датирования подземных вод по тритию в представлениях поршневой модели в настоящее время утрачена, так как в результате термоядерных испытаний концентрация трития не оставалась постоянной во времени. Это обстоятельство расширило возможности использования других модельных представлений.

Дисперсионная модель. По этой модели гидродинамическая дисперсия и смешение порций воды, поступающих в систему в различные моменты времени, приводит к гауссову распреде-

лению времени транзита вдоль линии тока. Эту модель применяли главным образом при изучении миграции влаги в зоне аэрации либо с использованием глобальной искусственной тритиевой метки, образовавшейся в период интенсивных ядерных испытаний конца 50-х и начала 60-х годов, либо с учетом последующих кратковременных повышений уровня концентраций трития в атмосферных осадках, обусловленных природными или техногенными факторами.

Модель полного перемешивания («боксовая модель). Согласно этой модели в системе происходит быстрое перемешивание воды, поступающей в разное время. В ней невозможно учитывать линии тока, как это делалось в предыдущих моделях, а можно говорить лишь о времени пребывания воды в гидрогеологической системе, подчиняющемся экспоненциальному распределению.

Для интерпретации результатов режимных наблюдений за изменением концентраций трития в сопряженном бассейне поверхностных и подземных вод была использована боксовая модель, в основу которой положено допущение о полном перемешивании поверхностных (метеорных) и грунтовых вод в русловом потоке. Относительная доля воды с возрастом t на выходе из гидрогеологической системы для этого случая задается экспоненциальной зависимостью вида

$$p(t) = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau}, \tag{217}$$

где τ — среднее время пребывания воды в системе; $1/\tau = \varepsilon$ — скорость водообмена, т. е. отношение суммарного годового водопритока к объему бассейна.

Функцию распределения концентраций трития в воде на выходе из системы можно представить следующей суммой (с заменой интеграла Дюамеля выражением концентрации в дискретной форме)

$$C_p = \sum_{t=0}^{\infty} \alpha C_a (\theta - t) p(t) e^{-\lambda t}, \tag{218}$$

где α — статистический вес входной функции, определяемый как доля сезонных осадков, участвующих в питании системы по отношению к годовому количеству; θ — год опробования; t — время поступления осадков с концентрацией $C_a(\theta - t)$, отстоящее на t лет от момента опробования.

На практике значение C_p определяется непосредственно как концентрация трития в исследуемом водоносном горизонте в год опробования θ. Входная функция $C_a(\theta - t)$ задается по данным режимных наблюдений за выпадением трития на данной территории во время, отстоящее на t лет от момента опробования водоносного горизонта на тритий. В настоящее время достаточно производить суммирование с 1956 г., так как до этого времени поступление термоядерного трития в подземные воды было весьма незначительным.

Следует отметить, что возрастное распределение воды, описываемое уравнением (217), не обязательно предполагает наличие подземного или поверхностного резервуара с хорошим перемешиванием. Эта модель применима при изучении водоносных горизонтов, дренируемых родниками или скважинами, которые выводят усредненную по мощности водоносного пласта подземную воду.

Модель полного перемешивания использовалась для определения времени пребывания подземных вод бассейна р. Оттава, карстового региона Анатолийского побережья Турции, бассейна Диш-

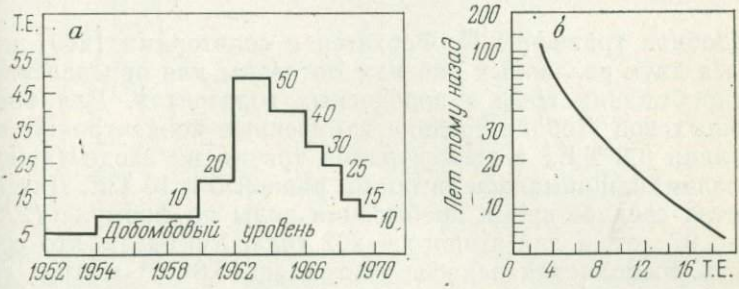


Рис. 25 Входная функция (*а*) и измеренные концентрации трития (*б*) для подземных вод северо-восточной части Бразилии [233]

ма (Швейцария), кристаллического региона северо-восточной части Бразилии, линз пресных вод на выступе Катар (Аравийский полуостров) и др.

В качестве примеров использования модели полного перемешивания для оценки времени пребывания воды в водоносных горизонтах приведем результаты, полученные некоторыми авторами.

Т. Динчер и Б. Пейн [74] изучали ряд дренируемых родниками водоносных горизонтов карстового региона Анатолийского побережья Турции. Отбор проб на содержание трития в воде родников производился регулярно в течение нескольких лет. Хорошее согласование расчетных и экспериментальных значений концентраций трития получается в предположении, что время обмена воды в водоносном горизонте, дренируемом источником Киркгёзлер, составляет 100 лет, источником Салур 50 лет и в бассейне р. Манавгат 20 лет.

Э. Салати и др. [233] приводят значение входной функции концентраций трития с 1952 по 1970 г. для северо-восточной части Бразилии, а также расчетную кривую для определения среднего времени водообмена в системе трещинных вод кристаллического региона, сложенного породами докембрийского возраста (рис. 25).

Содержание трития в различных частях водоносной системы в этом районе варьировало в 1969—1970 гг. в пределах 0—15,2 Т. Е., что соответствует нижнему пределу скорости водообмена примерно 10 годам и верхнему — более 100 лет.

Если концентрация трития на входе постоянна во времени (дотермоядерная эпоха), то уравнение (218) в рамках модели хорошо перемешиваемого водоносного горизонта можно заменить более простым, основываясь на балансовой схеме:

$$\frac{\mathrm{d}(CV)}{\mathrm{d}t} = q_{\text{вх}}C_{\text{вх}} - q_{\text{вых}}C_{\text{вых}} - V\lambda C_{\text{вых}}. \tag{219}$$

Если V и C постоянные величины, а $q_{\text{вх}} = q_{\text{вых}}$, то

$$\frac{V}{q} = \frac{C_{\text{вх}} - C_{\text{вых}}}{C_{\text{вых}}\lambda} = \tau. \tag{220}$$

Подобное уравнение Б. Ферхаген с соавторами [269] использовали в двух различных районах Ботсваны для определения времени пребывания воды в водоносных горизонтах. Для бассейна подземных вод Лобаце средние измеренные концентрации трития составляли 0,8 Т.Е., а концентрация трития на входе (атмосферные осадки) принималась авторами равной 5 и 10 Т.Е. Для первого случая среднее время пребывания воды по формуле (220) составило 97 лет, а для второго — 202 года. Учитывая, что средняя скорость восполнения запасов составляет $3{,}8 \cdot 10^4$ м^3/год, авторы вычислили средний объем гидрогеологической системы, равный $(3{,}5—7{,}7) \cdot 10^6$ м^3.

Определение интенсивности питания грунтовых вод через зону аэрации. В подземные воды тритий поступает только в результате инфильтрации атмосферных осадков. Поэтому по концентрациям трития в грунтовых водах можно оценивать роль инфильтрационного питания их и, следовательно, использовать тритий для решения задач, связанных с выявлением областей питания и разгрузки водоносных горизонтов, а также с выявлением направления грунтовых потоков и т. п. Один из методов оценки инфильтрационного питания грунтовых вод основан на использовании «пиковых» поступлений трития в ненасыщенную зону с атмосферными осадками. Такие тритиевые пики в конце 50-х и начале 60-х годов были обусловлены испытаниями термоядерного оружия. Соответствующие пики наблюдались в последующие годы в инфильтрационных потоках в зоне аэрации [282]. Образцы грунта отбирают из зоны аэрации и исследуют на содержание трития в его влаге (при этом фиксируется распределение влажности по глубине). Затем строят концентрационные профили трития, которые обрабатывают с использованием поршневой или дисперсной моделей. Последняя, как правило, обеспечивает лучшее согласование экспериментальных данных и теоретических предпосылок [264, 282]. Максимум концентрации трития движется с инфильтрующейся влагой в течение времени $t = t_2 - t_1$ (где t_1 — время появления пиковой концентрации на входе, а t_2 — время отбора пробы). Отсюда средняя скорость инфильтрации определяется как $V = h/(t_2 - t)$ (где h — глубина, на которой фиксируется максимум концентрации трития). Соответственно инфильтрационный расход $Q = V \cdot \overline{W}$ (где $\overline{W}$ — средняя отно-

сительная объемная влажность, а V — скорость передвижения тритиевого пика, мм/год).

Д. Б. Смит и др. [282] исследовали механизм передвижения влаги в двух зонах аэрации, сложенных карбонатными и глинистыми породами, мощности соответственно 27 и 13 м. Пробы воды отбирались из керна методом отжатия и дистилляции. Распределение трития по глубине отображено на рис. 26. Два пика на кри-

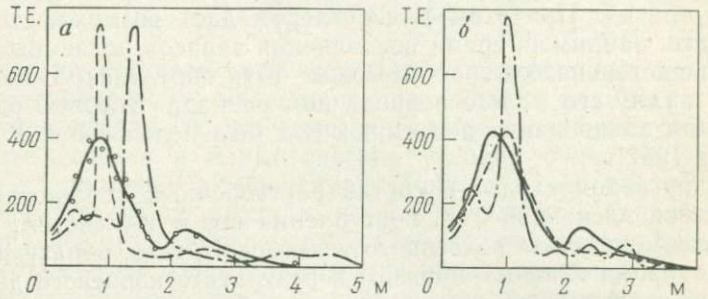


Рис. 26. Профили распределения трития в зоне аэрации, сложенной карбонатными (*а*) и глинистыми (*б*) породами [282]; наблюдаемые (сплошная линия) и модельные (пунктирные линии) данные

вых обусловлены поступлениями трития в 1958—1959 и 1963—1964 гг. По расположению пиков относительно друг друга и дневной поверхности можно оценить скорость передвижения влаги в ненасыщенной грунтовой зоне. Для карбонатного профиля эта скорость равна 0,88 м/год, для глинистого ~ 0,20 м/год.

Метод *тритиевых пиков* для оценки инфильтрационного питания в модифицированном варианте используется также с применением тритиевой метки, которая вводится в зону аэрации. Следует подчеркнуть, что в мощных зонах аэрации на тритиевых профилях даже в 1978 г. удавалось прослеживать «пиковое» его поступление 1963 г. В частности, при исследовании тритиевых профилей и распределения влажности в зоне аэрации, сложенной песками (пустыня Калахари) мощностью от 15 до 25 м, было установлено [264], что на различных участках от 11 до 27% влаги поступило в грунтовые воды во влажный период 1973—1978 гг., а в засушливый период 1962—1974 гг. эта величина составляла от 5 до 14%. Соответственно за эти периоды в пустыне выпало 3500 и 2800 мм осадков. Скорость движения влаги для этого случая можно оценить величиной порядка 1 м/год.

В целом ряде случаев по концентрациям трития в различных составляющих водного баланса удается рассчитать долю подземных вод, участвующих в питании поверхностных водотоков. И. Мартинес и др., работая в Швейцарии, на основании измерения концентрации трития в подземных водах и снежном покрове рассчитали величину поверхностного и подземного стока в один из ручьев бассейна Дишма. Авторами показано, что доля подземных вод в

его питании в периоды снеготаяния превосходит практически для всех наблюдаемых случаев долю поверхностного стока в ручей, составляя для разных временных интервалов наблюдения от 89 до 37% (в среднем более 60%).

Использование радиоуглерода для решения гидрогеологических задач. Радиоуглеродный метод в гидрогеологии используется главным образом для определения возраста подземных вод до 60 000 лет, а также других задач, аналогичных решаемым с помощью трития. При этом радиоуглерод дает возможность устанавливать, например, время восполнения запасов подземных вод в эпоху плейстоцена, которое не может быть определено с помощью трития в силу его малого периода полураспада. Впервые радиоуглерод для датирования подземных вод был использован К. Мюннихом в 1957 г.

Радиоуглерод входит в состав растворенных карбонатов подземных вод. Основной путь поступления его в эту систему лежит через взаимодействие почвенного углекислого газа, образующегося в зоне аэрации главным образом в результате корневого дыхания растений и частично в результате микробиологической деятельности, с «мертвыми» почвенными карбонатами (термин *мертвый* характеризует карбонаты, не содержащие ^{14}C). Непосредственно из воздуха поступление углекислого газа в карбонатную систему подземных вод крайне незначительно и этим процессом можно пренебречь. Эта реакция может быть записана в таком виде:

$$CaCO_3 + C^*O_2 + H_2O = Ca\begin{matrix}HCO_3^* \\ HCO_3\end{matrix}.$$

Как видно, образующийся гидрокарбонат кальция должен обладать активностью, равной 50%-ной активности углекислого газа почвы, который принимается равным 100% стандарта современного углерода. Возможны и другие реакции, в результате которых образуются растворимые гидрокарбонаты щелочных и щелочноземельных металлов: выщелачивание минералов силикатных пород, разложение карбонатов под действием почвенных органических кислот, образование гидрокарбонат-ионов в процессах сульфатредукции, метанового брожения и окисления органических веществ и т. п.

Опытным путем установлено, что концентрация радиоуглерода в водах областей питания, как правило, выше 50% и варьирует в пределах от 50 до 100% стандарта современного углерода. Это явление объясняется двумя причинами: изотопным обменом биогенного углекислого газа с гидрокарбонат-ионами и присутствием радиоуглерода в почвенных карбонатах. Как правило, активность ^{14}C в современных водах Центральной Европы и Африканского континента составляет $85 \pm 5\%$ стандарта современного углерода и эту величину некоторые исследователи принимают за начальную концентрацию.

Принципиально возраст подземных вод с использованием радиоуглерода может быть определен по экспоненциальной формуле радиоактивного распада в рамках поршневой модели

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t}, \quad (221)$$

где A_0 — входная концентрация ^{14}C; A_t — его концентрация ко времени t; λ_1 — константа распада, равная $\ln^2/T_{1/2}$
Отсюда

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_0}{A_t} \text{ или } t = 8033 \ln \frac{A_0}{A_t}. \quad (222)$$

Несколько обстоятельств затрудняют датирование подземных вод по радиоуглероду. Первым из них является изменение «входных» концентраций ^{14}C, которые зависят от геологического строения зоны аэрации и климатических условий областей питания, вторым — возможное уменьшение величины A_0 не только вследствие радиоактивного распада, но и в результате, например, поступления «мертвого» углерода в карбонатную систему подземных вод, третьим — изотопный обмен углерода в системе «раствор—водовмещающая порода». Так, опытным путем было показано, что в закарстованных известняках A_0 составляет 55—65% стандарта современного углерода, а в магматических кристаллических породах содержание ^{14}C достигает 100% стандарта, так как почвенные карбонаты в этом случае обусловлены процессами выветривания полевых шпатов. В настоящее время неопределенность параметра возросла в результате попадания термоядерного углерода-14 в зону активного водообмена. Это обстоятельство, как правило, может быть отмечено по высоким концентрациям трития в исследуемых водах. Снижение активности ^{14}C в подземных водах, которое происходит в результате растворения дополнительных количеств карбонатов из водовмещающих пород, может быть до некоторой степени учтено двумя способами. Первый способ был предложен М. Тамерсом еще в 60-е годы и сводится к измерению концентраций компонентов карбонатной системы в области питания C_0 и в исследуемом водоносном горизонте $C_{пр}$. В этом случае корректирующий множитель можно определить как $K = C_{пр}/C_0$. Учитывая, что ^{14}C связан лишь с половиной общего содержания гидрокарбонат-иона, М. Тамерс предлагает записывать поправочный множитель в виде

$$K = \frac{[C_{общ}]}{[C_{общ}] - 1/2\,[HCO_3^-]}, \quad (223)$$

где $C_{общ}$ — суммарная концентрация компонентов карбонатной системы; HCO_3^- — концентрация гидрокарбонат-иона, определяемая экспериментально.

Формула для вычисления возраста в этом случае принимает вид

$$t = 8033 \left[\ln \frac{A_0}{A_t} + \ln \left\{ \frac{[C_{общ}] - 1/2\,[HCO_3^-]}{[C_{общ}]} \right\} \right]. \quad (224)$$

М. Тамерс принимает величину $A_0 = 100\%$ стандарта. Несмотря на то, что в ряде случаев М. Тамерс продемонстрировал хорошее согласие вычисленного по радиоуглероду возраста подземных вод с гидрогеологическими предпосылками, применимость метода вызывает ряд сомнений, так как в уравнение входит концентрация гидрокарбонат-иона, которая зависит от pH и ионной силы среды.

Второй способ коррекции радиоуглеродного возраста основан на исследовании изменения не только концентрации карбонатных компонентов подземных вод, но и изотопного состава стабильного углерода. Этот способ был предложен Э. Ингерсоном и Ф. Пирсоном, а в дальнейшем был развит в работах других авторов.

Метод основан на том, что содержание стабильного изотопа углерода $\delta^{13}C$ в почвенном углекислом газе и карбонатах морского генезиса различно. В почвенной углекислоте $\delta^{13}C = -25‰$, в карбонатах морского генезиса $\delta^{13}C = 0‰$ (стандарт PDB, относительно которого измеряется изотопный состав углерода также является карбонатом морского генезиса). В этом случае в образце доля карбонатов, связанных с почвенной углекислотой, может быть определена как $\delta^{13}C/-25$, а фактор коррекции

$$K = \frac{-25}{\delta^{13}C_{обр}}.$$

В результате уравнение для вычисления возраста примет вид:

$$t = 8\,033\left[\ln\frac{100}{A_t} + \ln\left(\frac{\delta^{13}C_{обр}}{-25}\right)\right]. \qquad (225)$$

В дальнейшем были предложены более сложные уравнения для получения поправок при радиоуглеродном датировании подземных вод, учитывающие изменение концентраций компонентов карбонатной системы подземных вод, а также процессы изотопного обмена в системах «газ—раствор» и «раствор—твердая фаза». Сведения по этому вопросу можно найти в монографии В. И. Ферронского и др. [12] в которой обобщены работы в этой области как зарубежных, так и советских исследователей.

В табл. 17 приведены данные У. Мука [187] о возрасте воды, вычисленном по радиоуглероду с использованием формул Й. Фогеля ($A_0 = 85\%$, A_t — не корректируется), М. Тамерса ($K = [C_{общ}]/\{[C_{общ} - \frac{1}{2}[HCO_3]]\}$), Ф. Пирсона ($K = -25\delta^{13}C_{пр}$) и по

Таблица 17

Место отбора пробы	pH	$\delta_i{}^{13}C_{пр}$	A_t	Возраст, лет			
				по Й. Фогелю	по Ф. Пирсону	по М. Тамерсу	по У. Муку
Эзульвини	8,6	—13,6	47,6	4800	1100	1460	2370
Ломамба-2	7,9	—14,5	43,5	5540	2370	1390	2180

уравнению, выведенному У. Муком с учетом процессов фракционирования изотопов углерода в системе «газ—раствор—твердая фаза».

Как видно из табл. 17, все методы вычисления возраста воды по радиоуглероду дают различные значения. Это объясняется сложными процессами формирования химического и изотопного состава карбонатной системы подземных вод, которые очень трудно оценить. Достоверность радиоуглеродного метода в ряде случаев удается повысить, если его сочетать с определениями трития и изотопного состава стабильных изотопов водорода и кислорода подземных вод.

В настоящее время не представляется возможным достаточно точно оценить возможное снижение концентраций радиоуглерода в результате изотопного обмена в системе «вода—порода». Лабораторные опыты дают противоречивые результаты. По теоретическим выводам и полевым исследованиям заметного изотопного обмена углерода в водоносных горизонтах, сложенных рыхлыми отложениями, не наблюдается.

Несмотря на то, что ряд вопросов и задач, касающихся достоверности датирования подземных вод по радиоуглероду, в настоящее время не решен окончательно, этот изотоп нашел широкое распространение при гидрогеологических исследованиях.

В 1976 г. при поисках подземных пресных вод в Сахаре естественные ресурсы подземных вод определены в объеме $6 \cdot 10^{13}$ м^3. Эти воды достаточно равномерно распределены на площади в 4,5 млн. км^2. По первоначальным исследованиям этих вод было установлено [272], что возраст их составляет от 10 до 40 тыс. лет, т. е. пополнение их запасов происходило в эпоху плейстоцена — раннего голоцена. Эти выводы были подтверждены и на основе измерения значений δD и $\delta^{18}O$, которые в среднем оказались равными —80 и —10,5‰ соответственно. Такие значения δD и $\delta^{18}O$ характерны для современных климатических условий Центральной Европы. Данные, полученные на основе изучения пространственного распределения ^{14}C, T, D и ^{18}O [110], свидетельствуют о возможности восполнения запасов подземных вод в размере $4 \cdot 10^9$ м^3 в год за счет питания в горном районе Центральной Африки. На рис. 27 представлены данные о возрасте подземных вод различных районов Сахары по работам К. Зонтага и Р. Гонфиантини.

В ряде случаев разница в возрасте подземных вод Δt в двух точках водоносного пласта, расположенных на расстоянии l по направлению подземного потока, может быть использована для вычисления скорости движения подземных вод.

Лучшим методом исследования динамики подземных вод с использованием радиоуглерода является метод построения изоконцентраций ^{14}C по площади водоносного пласта. Примером таких исследований может служить изучение динамики подземных вод альбского горизонта Парижского артезианского бассейна. Большое число радиоуглеродных определений позволило построить карту изо-

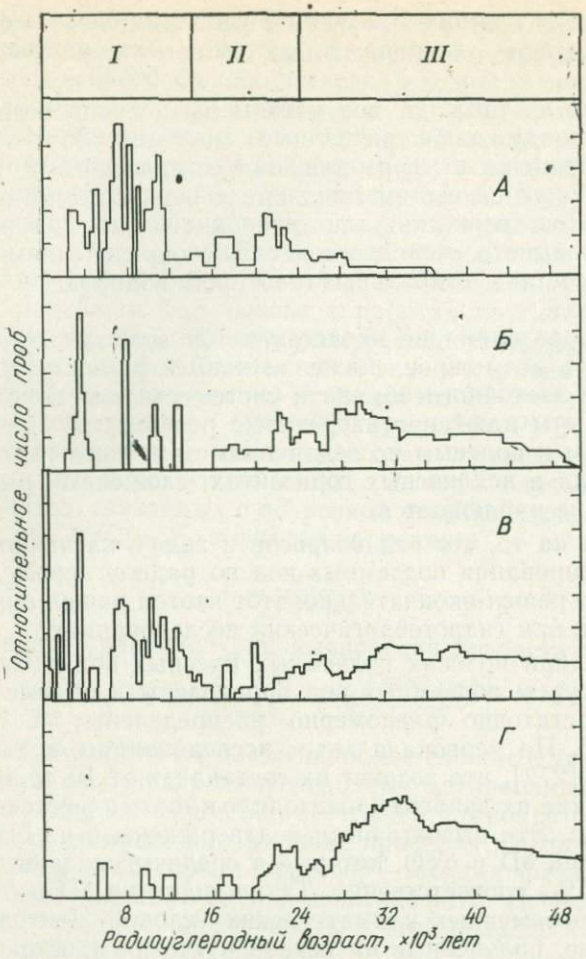


Рис. 27. Радиоуглеродный возраст подземных вод Сахары [110]:

А — Центральный Алжир (21 образец); *Б* — Восточный Алжир (26 образцов); *В* — Западная Ливия (75 образцов); *Г* — Западный Египет. *I* — период перехода от гумидных условий к аридным, осадки конвективного происхождения; *II* — полуаридный период, верхневюрмский максимум оледенения; *III* — средневюрмский межстадиал, зимние осадки, обусловленные западным переносом воздушных масс

линий концентраций ^{14}C на которой хорошо прослеживаются области питания и разгрузки подземных вод бассейна.

При изучении радиоуглеродным методом подземных вод бассейна Потомак—Раритан—Маготи (штат Нью-Джерси, США) была построена карта изоконцентраций ^{14}C по площади бассейна. Однако, несмотря на хорошее отражение на карте общей гидродинамической обстановки бассейна, затруднительно дать возрастную оценку исследуемых вод и скоростей движения. Это объясняется тем, что в отложениях дельтового водоносного горизонта, к которому относились исследования, присутствует много органического

вещества. В результате его биохимического разложения в воду поступает большое количество углекислоты легкого изотопного состава, что не позволяет воспользоваться основными предпосылками, лежащими в основе радиоуглеродного датирования подземных вод. Дело осложняется и тем, что значения $\delta^{13}C$ обычных минеральных разновидностей карбоната кальция в дельтовых и прибрежных морских отложениях колеблются в пределах от 0 до —20‰. Подобные затруднения следует ожидать во всех водоносных пластах дельтового и прибрежного морского происхождения, если данные по распределению ^{14}C и ^{13}C не дополняются детальными исследованиями минерального состава водовмещающих пород, гидродинамики и гидрохимии.

Проблема учета влияния на изотопный состав карбонатной системы подземных вод углекислого газа, образующегося в водоносном пласте в результате биохимического разложения органических веществ в настоящее время представляет главную трудность при интерпретации радиоуглеродных данных.

* *
*

В настоящем разделе рассмотрены лишь наиболее важные направления развития исследований за рубежом, основанные на использовании природных стабильных и радиоактивных изотопов. О перспективности развития этого научного направления в гидрогеологических исследованиях свидетельствует все возрастающий поток публикаций, международных и национальных симпозиумов и семинаров по этой теме. В трудах симпозиумов можно найти сведения по отдельным вопросам изотопии подземных вод и использованию природных изотопов при решении конкретных гидрогеологических задач. В первую очередь мы отсылаем интересующихся читателей к трудам специализированного Международного симпозиума по изотопной гидрологии, который раз в 4 года организуется Международным агентством по атомной энергии. Более широкие обобщения по изотопии природных вод можно найти в работах В. И. Ферронского и др. [12].

В Советском Союзе результаты использования природных изотопов в гидрологии и гидрогеологии регулярно, раз в 2 года, обсуждаются на Всесоюзном семинаре по стабильным изотопам в геохимии и на Всесоюзном семинаре по изотопным и ядерным методам в гидрологии и гидрогеологии.

Учитывая перспективность использования природных изотопов при изучении подземных вод, можно рекомендовать их применение в следующих основных видах гидрогеологических работ:

— при гидрогеологических съемках всех масштабов для оценки параметров водоносных горизонтов, выявления степени их взаимосвязи, истории формирования и прогноза изменения;

— при гидрогеологических работах по разведке месторождений пресных, термальных, минеральных подземных вод и про-

мышленных рассолов, оценке их природных и эксплуатационных запасов;

— при режимных наблюдениях за динамикой подземных вод;

— при исследованиях в области шахтной гидрогеологии для оценки и прогноза водопритоков в горные выработки;

— при проведении гидромелиоративных исследований, изучении водно-солевого баланса на мелиорируемых территориях;

— при изучении взаимосвязи поверхностных и подземных вод в самой широкой постановке этой задачи;

— при проведении научно-исследовательских работ по вопросам, рассмотренным в настоящем обзоре.

Для успешного решения задач гидрогеологии на основе использования природных изотопов непременным условием является организация регулярной сети наблюдений за распределением природных изотопов в атмосферных осадках, поверхностных и подземных водах территории СССР, что обеспечит надежность данных для интерпретации экспериментальных результатов при проведении конкретных исследований.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Бурное развитие науки привело к возникновению многих новых научных направлений на стыке различных отраслей знаний. К таким дисциплинам можно отнести органическую гидрогеохимию, возникшую на базе органической геохимии и гидрогеологии. Первые шаги этой науки были связаны с проблемами нефтяной гидрогеологии, и воды нефтяных месторождений явились основой для развития этой дисциплины, а также базой для создания и совершенствования методов анализа органических компонентов вод.

Большой вклад на этом этапе развития органической гидрогеохимии был внесен советскими гидрогеологами и геохимиками. Одним из основателей нового направления по праву можно считать М. Е. Альтовского. В дальнейшем вопросы органической гидрогеохимии нефтяных месторождений были рассмотрены в целом ряде исследований.

Внимание исследователей все больше привлекает определение роли органического вещества в процессе миграции и концентрации химических элементов, бальнеологическая значимость минеральных вод, а также оценка их ингредиентов для питьевого и технического водоснабжения, т. е. весь круг проблем, объединяемых новой дисциплиной.

До 70-х годов органические вещества в подземных водах характеризовались главным образом с помощью разнообразных общих и групповых показателей. Эти методические подходы развивались успешно особенно применительно к исследованию вод нефтяных месторождений, значительно обогащенных органическими веществами (до сотен миллиграммов на литр органического углерода), и нашли отражение в развитии методов исследования природных органических ингредиентов вод.

Отсутствие подходящей аналитической техники для определения ничтожно малых количеств (следов) органических веществ, характерных обычно для большинства типов подземных вод, являлось серьезным препятствием для детальных исследований в этой области. Развитие хроматографических методов, таких, как газовая хроматография (ГХ), а в последнее десятилетие газовая хроматография в сочетании с масс-спектрометрией (ГХ-МС), и методов высокоэффективной жидкостной хроматографии создало предпосылки для постановки и проведения работ, связанных с познанием природы индивидуальных органических соединений и закономерностей их распределения. Некоторая информация об индивидуальном составе различных групп природных органических соединений подземных вод была получена на основе разработанных газово-хроматографических методов анализа.

Если в работах советских исследователей основное внимание уделялось изучению распределения органических веществ в естественных условиях крупных гидрогеологических бассейнов, то за рубежом в последнее десятилетие на первый план выдвигались исследования, связанные с изучением состава, распределения, трансформации органических загрязнителей в различных объектах гидросферы. Такое направление работ стимулируется как масштабами загрязнения окружающей среды, которые характерны для промышленно развитых стран, так и достижениями современной аналитической техники, позволяющей получать информацию о сотнях органических соединений в водах, присутствующих в микро- и нанограммовых количествах.

Серьезным стимулом для интенсификации работ в этой области явилось также осознание того факта, что многие органические соединения обнаруживают существенное влияние, в том числе и канцерогенное, на человека. Так, по данным американских национальных центров, изучающих влияние химических соединений на окружающую среду, из 50 тыс. индивидуальных соединений, которые могут быть обнаружены в окружающей человека среде, около 1600 соединений являются потенциальными возбудителями раковых заболеваний.

В настоящее время еще очень мало сведений о влиянии следов органических соединений в воде на здоровье человека. Между тем, согласно уже полученным данным, питьевые воды должны, вероятно, всегда содержать большое количество органических веществ. Если до 1970 г. было выявлено около 100 различных соединений во всех типах вод (промышленных, сточных, речных, озерных, подземных), то в 1975 г. их было уже более 1500, причем 400—500 приходилось на питьевые воды.

Среди органических соединений-загрязнителей, не имеющих аналогов в природе, находились разнообразные пестициды, галоидированные растворители, нитропроизводные, синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ) и др. Многие из этих соединений представляют серьезную угрозу здоровью человека. В меньшей степени реализованы возможности новой аналитической техники применительно к изучению таких природных органических соединений вод, как аминокислоты, окси-, кето- и альдегидокислоты, сахара, фенолы, гумусовые кислоты, витамины, ферменты и другие продукты, связанные с жизнедеятельностью растительных и животных организмов и бактерий. Между тем, данные о распределении указанных веществ особенно важны для оценки качества вод, используемых для питьевого водоснабжения (запах, привкус, цвет), выявления бальнеологической ценности некоторых типов минеральных вод, а также для понимания геохимического поведения элементов в растворе. Последнее имеет значение как для рудопоисковой гидрогеохимии, так и для геохимии вод, предназначенных для питьевого водоснабжения. Известно, что нормирование содержания элементов в питьевой воде ($ПДК_в$) опирается на методы определения суммарных концентраций элемента или

его ионной формы. В то же время уже не вызывает сомнения, что многие элементы присутствуют в водах в виде комплексных соединений с органическими веществами, и влияние разных форм элементов на здоровье человека предстоит еще выяснить.

В последнее время все возрастающее значение при анализе наиболее сильных комплексообразователей элементов — высокомолекулярных нелетучих полярных веществ, которые могут присутствовать в водах (метаболиты живых систем и продукты их преобразования — гумусовые вещества), приобретает высокоэффективная жидкостная хроматография. Успехи развития этого метода, несомненно, будут стимулировать работы в области познания и изменения индивидуальной природы таких полярных нелетучих соединений вод.

Распределение природных органических веществ в подземных водах

Органические вещества в водах нефтяных месторождений. До последнего времени наибольшее число исследований природных органических веществ выполнено для вод нефтяных месторождений, органическое вещество которых существенно метаморфизовано. В различных работах для характеристики органических веществ вод использованы как общие и групповые показатели (органический углерод, органический азот и др.), так и характеристика индивидуального состава (углеводороды, жирные кислоты), полученные с помощью методов ГХ.

Американские исследователи, начиная с 1956 г., когда был запатентован метод геохимической разведки путем определения бензола в водах, проявляют неизменный интерес к органическим соединениям вод с точки зрения использования их в качестве поисковых критериев нефтегазоносности. Во всех последующих работах применены главным образом методы ГХ. Рассмотрены результаты определения бензола, а также более широкого спектра углеводородов. К 1967 и 1971 гг. относятся патенты на геохимический метод разведки нефти путем определения высокомолекулярных жирных кислот в глубинных водах. В этот же период опубликованы данные об изучении методами ГХ и инфракрасной (ИК) спектрофотометрии нафтеновых кислот в водах нефтеносных пластов. Установлено резкое возрастание количества нафтеновых кислот вблизи нефтяной залежи. Следует также отметить присутствие в водах всех скважин небольших количеств фталевой кислоты, также меняющихся в зависимости от близости к залежи.

Особенно интересным представляется сообщение А. Коллинса [61], в котором комплексно рассматривается использование данных о геохимии вод при поисках нефтяных и газовых месторождений на примере изучения вод, пород и нефтей свиты Смаковер. Среди информативных гидрогеохимических показателей автор указывает наряду с неорганическими показателями и газами раство-

ренные ароматические углеводороды и соли органических кислот, присутствующие в концентрациях до 650 мг/л.

В комплексном исследовании, посвященном геохимии глубинных вод с позиции выявления критериев нефтегазоносности территории, изучению растворенного органического вещества уделено серьезное внимание [191]. Работы проведены в Тюрингенской впадине и в северной части ГДР. Изучено 125 проб из водоносных горизонтов перми, триаса, юры и мела. В результате выполненных работ сделан вывод о влиянии глубинных вод на формирование и условия сохранения месторождений углеводородов в штасфуртском карбонате.

Методы групповых характеристик (летучие жирные кислоты и фенолы, бензол) были использованы также при изучении органических веществ вод нефтегазоносных областей венгерскими, югославскими и болгарскими исследователями.

Органические вещества в подземных источниках водоснабжения. Наименее освещен вопрос о содержаниях природных органических веществ в пресных подземных водах. Бесспорный интерес представляет работа американских исследователей [199], целью которой было изучение распределения общего органического углерода (ООУ) естественного происхождения в грунтовых водах, не подвергшихся загрязнению. Исследовались пробы, отобранные из 100 скважин и источников 27 штатов США. Определяли растворенный нелетучий органический углерод методом мокрого сожжения и измерения CO_2 с помощью инфракрасного спектрофотометра. Неорганический углерод далялся перед анализом с одновременной потерей летучих органических веществ. Образцы для предотвращения деградации органических веществ сразу после отбора и фильтрования через мембранный фильтр замораживали. Хотя наблюдались вариации величин ООУ от 0,1 до 15 мг/л, в 85% значения были ниже 2 мг/л. Средние значения соответствовали 1,2 мг/л, медиана была ниже 0,7 мг/л.

Аналогичное исследование с целью выявления фона органических веществ в незагрязненных пресных подземных водах было проведено Ф. Швилле [243] в ФРГ. Изучались главным образом грунтовые воды трещиноватых пород различного возраста (440 проб). Для характеристики суммы органических веществ использовался другой общий показатель — содержание углеводородов или неполярных органических веществ. Органические соединения извлекались из пробы воды четыреххлористым углеродом и полярная часть отделялась адсорбцией на флоризиле, неполярный остаток в фильтрате количественно измерялся с помощью ИК-спектрометрии. Отмечено весьма низкое содержание суммы неполярных соединений в исследованных пробах: в 98% случаев эта величина не превышала 0,05 мг/л. Низкой была и суммарная величина органических веществ: в 75% случаев она не превышала 0,05 мг/л и в 91% — 0,1 мг/л.

Весьма скудна информация о природе органических соединений грунтовых вод. Видимо, для последних существенную роль в со-

ставе органических веществ играют полярные труднолетучие соединения растительного происхождения, проникающие в водоносные горизонты с инфильтрующимися водами, а также продукты метаболизма микроорганизмов и их дальнейших превращений: аминокислоты, сахара, гумусовые кислоты и др.

Одна из попыток выделения и детального исследования индивидуальных органических веществ грунтовых вод была предпринята в связи с необходимостью выявления фона при изучении загрязнений органическими препаратами [138]. Используя технику накопления на угольных фильтрах и макропористых смолах и в дальнейшем ГХ-МС, авторы смогли идентифицировать лишь группу нормальных, главным образом высокомолекулярных жирных кислот: каприловую C_8, пеларгоновую C_9, каприновую C_{10}, лауриновую C_{12}, миристиновую C_{14}, пальмитиновую C_{16} и стеариновую C_{18}. Количественные данные не приводятся, но отмечаются только очень низкие содержания. Указывается, что бóльшая часть органических веществ, вероятно, представлена полярными, малолетучими соединениями, для анализа которых использование ГХ не всегда может дать положительные результаты.

Применение в последних работах высокоэффективной жидкостной хроматографии позволило идентифицировать в грунтовых водах следующие аминокислоты: аспарагиновую, сериновую, глутаминовую, глициновую, аланиновую, лейциновую, фенилаланиновую, лизиновую, валиновую, метиониновую. Количественные данные, приводимые для восьми кислот, показывают, что максимальные содержания для отдельных кислот (глицина) в грунтовых водах достигали $20 \cdot 10^{-9}$ моль/л, в то время как для речных вод они составляли $60 \cdot 10^{-9}$ моль/л, а для питьевых $10 \cdot 10^{-9}$ моль/л [150].

С метаболитами различных микроорганизмов связывают запах и вкус природных вод. Если в начале века пресные подземные воды считались практически стерильными, то исследования последних лет подтверждают присутствие в них микроорганизмов *Pseudomonas, Mycobacterium, Actinomyces* и др. В ряде сообщений имеются указания на связь привкуса и запаха с индивидуальными соединениями, продуцируемыми актиномицетами.

Имеются сообщения об идентификации в источниках питьевого водоснабжения (вода озер) субнанограммовых концентраций 2-метилизоборнеола и геомина, определенных методом ГХ-МС.

Роль органических веществ в миграции элементов. Влияние органических соединений на перенос и поведение элементов в природных растворах рассмотрено в ряде работ американских и канадских исследователей, анализирующих происхождение и содержание органических веществ в различных природных растворах в связи с их влиянием на геохимическое поведение элементов и состав природных вод. В частности, ими подробно рассмотрена роль растворенных органических веществ в геохимии алюминия. Обсуждается возможность повышения содержания его в растворе в присутствии органических веществ в 10—100 раз, по

отношению к предсказуемому по растворимости при величинах pH, близких к нейтральным. Подробно рассматривается значение простых органических молекул, которые играют важную роль в процессах комплексообразования, наряду с фульвокислотами. Среди этих веществ могут быть карбоксильные и фенольные производные, обнаруженные в природных водах и почвах, такие, как уксусная, пропионовая, масляная, валериановая, капроновая, гликолевая, молочная, щавелевая, малоновая, янтарная, фумаровая, малеиновая, адипиновая, винная, лимонная, *п*-гидроксибензойная, *п*-кумариновая, ванилиновая, феруловая кислоты и др. Рассмотрена роль органических кислот как агентов выветривания силикатных минералов.

На основе моделирования процессов растворения авгита, мусковита, лабрадорита, микроклина, каолинита, иллит-каолинита, иллита, монтмориллонита показано, что в растворах слабокомплексирующих кислот растворяется в 0,5—5 раз больше кремния, а в растворах сильнокомплексирующих — в 50 раз больше, чем в дистиллированной воде, алюминия и железа в растворах слабокомплексирующих кислот в 10 раз больше, а в растворах сильнокомплексирующих — в 1000 раз. Таким образом, в виде комплексов с органическими кислотами в природных условиях возможен перенос алюминия на большие расстояния.

В некоторых работах рассмотрено также влияние органических веществ на подвижность и миграционную способность металлов. Обсуждается роль гумусовых веществ почв, осадочных пород и вод в растворении различных металлов. Присутствие указанных органических веществ снижает способность металлов выпадать в виде карбонатов, гидроокислов, сульфидов. Данные ИК-спектроскопии подтверждают образование комплексных соединений, способствующих переходу металлов в раствор. В. Бейкер [33] также рассматривает роль гуминовых кислот (экстрагированных из подзолистых почв) в процессах разрушения минералов и мобилизации металлов. В модельных экспериментах им было показано, что при воздействии 0,1%-ных растворов этих кислот в течение суток на различные минералы, раздробленные до 297—590 мкм, извлечение металлов в раствор, по сравнению с выщелачиванием в аналогичных условиях водой, увеличивается от десятков до десятков тысяч раз (малахит, керусит и др.). В ряде экспериментов подтверждена также весьма высокая активность (в ряде случаев еще бóльшая) некоторых органических компонентов почв (щавелевая, салициловая и другие кислоты), которым ввиду их весьма низких концентраций придается меньшее значение. Показано также, что многие гуматы металлов, обладающие низкой растворимостью в воде, в присутствии гуминовых кислот легко мобилизуются и могут действовать как диспергаторы. Полученные данные приводят автора к выводу, что классическая концепция относительной подвижности металлов нуждается в модификации в соответствии с окружающей обстановкой.

Методы изучения органических веществ воды

Органические вещества воды могут характеризоваться аналитическими данными их состава: общего, группового и индивидуального. Использование различных показателей или их сочетаний определяется в конечном счете происхождением водного образца (природная, питьевая, сточная вода) и задачами анализа. Текущее десятилетие характеризуется огромными успехами в изучении молекулярного состава следов органических соединений в водах, и наши знания в этой области продолжают стремительно расширяться. Параллельное развитие исследований о возможных канцерогенных, мутагенных и других воздействиях различных органических химикалий в водах на здоровье человека заставляет постоянно вносить коррективы в нормативные документы, лимитирующие уровни их содержаний в питьевых водах, и в способы контроля. Новые требования и новые аналитические возможности определяют тенденцию развития методов, связанную как с изменением характера и набора показателей, так и с изменением их относительной значимости в анализе органических ингредиентов вод. Эту тенденцию мы стремились отразить в предлагаемом обзоре.

К общим, наиболее широко используемым, характеристикам относятся общий органический углерод (ООУ), химическое и биохимическое потребление кислорода (ХПК и БПК), ССЕ (Carbon-Chloroform Extract) и САЕ (Carbon-Alcohol Extract) и такие показатели, получившие распространение в последнее время, как, например, общее потребление кислорода (ОПК) и светопоглощение в ультрафиолетовой области (УФ). Наиболее универсальным является показатель ООУ. Его применяют для характеристики общего содержания природных органических веществ и органических загрязнителей в природных и сточных водах. Остальные показатели чаще используют для оценки загрязненности вод органическими веществами.

К групповым характеристикам можно отнести показатели, выражающие суммарные содержания нефтепродуктов, фенолов, гумусовых кислот, синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ), общее содержание хлор-органических соединений, измеряемое через органический хлор и др. Для получения групповых оценок обычно используют неспецифические или малоспецифические методы анализа (гравиметрия, титриметрия, колориметрия и др.).

Для изучения индивидуального состава органических веществ широко применяют технику газовой хроматографии, часто в сочетании с масс-спектрометрией и ЭВМ. Одновременно для определения в воде следов органических веществ намечается тенденция к расширению использования в анализе высокоэффективной жидкостной хроматографии.

ООУ, ССЕ, САЕ — это методы прямого определения суммы органических веществ. ХПК, БПК, ОПК, УФ-адсорбции — методы косвенной оценки. Характеристики ХПК, БПК основаны на измерении эквивалентных органическому углероду величин окисляющихся агентов, метод УФ-адсорбции — на корреляции между оптической плотностью и содержанием органического углерода. Общей характерной тенденцией в оценке суммарных показателей содержания органических веществ в водах является стремление к инструментализации и автоматизации.

Общий органический углерод (ООУ). Для определения ООУ в водах широко используют приборы. В настоящее время многие фирмы выпускают разнообразные модели анализаторов органического углерода в воде, позволяющие проводить экспресс-анализ (за несколько минут) ООУ в широком диапазоне концентраций. Стоимость приборов 7000—14 000 долл.

В этих инструментах использован принцип каталитического или фотохимического сожжения органических веществ до CO_2, которую измеряют с помощью недисперсионного инфракрасного анализатора или пламенно-ионизационного детектора, после восстановления до метана. Модели приборов различаются по чувствительности, воспроизводимости, также по возможности получать сведения об углероде нелетучих соединений или углероде суммы нелетучих и летучих. Разные варианты тесным образом связаны со способами учета неорганического углерода, который либо удаляют перед сжиганием органических соединений, либо измеряют отдельно и вычитают из величины суммарного содержания органического и неорганического углерода. Однако многие предпочитают не определять ООУ методом вычитания. Особенно существенно ухудшает результаты большое различие в содержаниях органического и неорганического углерода, часто наблюдающееся в пробах подземных вод. Принцип вычитания использован в модели «Beckman-915», которая позволяет проводить определения в области концентрации $C_{орг}$ 10—200 мг/л с воспроизводимостью ±3%. Предел детектирования 1 мг/л, погрешности определения в области низких концентраций возрастают. Объем пробы 20—200 мкл, время анализа 2 мин, CO_2 измеряют на ИК-анализаторе. В США рекомендуют определение ООУ с помощью такого анализатора в стандартных методах анализа.

Характерной особенностью более поздних моделей является существенное расширение диапазона детектирования в сторону более низких концентраций, например анализатор углерода фирмы «Tocsin» позволяет измерять углерод органических соединений после удаления неорганического углерода продувкой, при которой часть летучих органических веществ теряется. Область измерения находится в пределах 0,05—1000 мг/л, причем погрешности при содержании 0,05 мг/л не превышают ±10%. В этом приборе используется также принцип высокотемпературного каталитического

сожжения, а CO_2 после восстановления до метана определяют с помощью пламенно-ионизационного детектора. Однако анализ соленых вод и рассолов затруднен.

В ряде моделей (фирмы «Dohrman», «Maihak») предусмотрена возможность измерения органического углерода, включая углерод летучих органических соединений. Последние при удалении неорганического углерода продувкой улавливаются на колонке с поронаком, а затем возвращаются в зону осложнения. На приборе DC50 можно анализировать разнообразные образцы вод, в том числе и с большим содержанием солей. В одной из моделей указанной фирмы используется принцип фотохимического разрушения органических веществ. Величина пробы 1—20 мл, определение CO_2 осуществляется на ИК-анализаторе. Динамический диапазон прибора: 0,001—1000 мг/л $C_{орг}$, воспроизводимость $\pm 2\%$. Некоторые анализаторы предназначены для работы на линиях непрерывного контроля.

Химическое потребление кислорода (ХПК). Этот показатель широко используется для характеристики содержания органических веществ в сточных водах разного происхождения. В последнее время значительное увеличение чувствительности определения и сокращение времени анализа позволили применять его для оценки относительно чистых поверхностных и питьевых вод, в которых возможно определение ХПК в количестве долей миллиграмма кислорода на литр. Все методы измерения ХПК основаны на окислении органических соединений бихроматом калия в присутствии серной кислоты и катализатора при высокой температуре (140—180° С).

Так же как и при определении ООУ, имеется тенденция к инструментальным измерениям ХПК. Известен ряд приборов, которые могут быть использованы как для лабораторных целей, так и при работе в автоматическом режиме для непрерывного контроля. Наиболее известны анализаторы фирмы «Technicon» и фирмы «Johnson» (Швеция), в которых расход бихромата калия на окисление органических веществ оценивается фотометрически. В приборе фирмы «Wösthoff» расход бихромата определяется потенциометрически. Однако описанные приборы мало подходят для измерения ХПК в водах с малым содержанием органических веществ (природных или загрязнителей) ввиду недостаточной чувствительности.

Общее потребление кислорода (ОПК). Оценка ОПК основана на измерении убыли кислорода в газовой смеси, используемой при каталитическом сожжении пробы. Интерес к этому показателю также связан с возможностью автоматизировать процесс измерения. Пробу воды выпаривают в токе азота и сжигают остаток с отмеренным количеством кислорода при 900° С над платиновой сеткой. Убыль концентрации кислорода измеряют по току деполяризации в ячейке с платиновым и свинцовым электродами или с электродами из окиси циркония. Анализаторы ОПК разработаны фирмами «Philips» и «Ionics». Преимущества и не-

достатки анализаторов ОПК рассмотрены М. Омори и др. [204]. Обычно ОПК используют для характеристики органических веществ сточных вод.

Биохимическое потребление кислорода (БПК) измеряется количеством миллиграммов кислорода на литр, потребляемым при биохимическом окислении органических веществ в пробе воды под действием микроорганизмов в течение двух, трех, пяти и т. д. суток. Величина БПК всегда меньше ХПК, так как лишь часть органических веществ может окисляться под действием микроорганизмов. БПК используют для характеристики биохимически подвижного органического вещества поверхностных вод естественного или искусственного происхождения, а также широко применяют для контроля работы очистных сооружений.

Методы определения БПК характеризуются способами введения в пробу воды определенного количества кислорода и его измерения. Получают развитие различные инструментальные методы оценки: мано-, кулонометрические, электрические. При измерениях БПК в малозагрязненных природных водах обычно определяют $БПК_5$ методом стандартных разбавлений. Количество кислорода в этом методе измеряется иодометрически.

Светопоглощение в УФ-области. Этот метод оценки органических веществ привлекает в последнее время особое внимание в связи с тем, что он является весьма подходящим для автоматизации контроля качества воды. Его применяют для характеристики общего содержания органических веществ как в природных, так и сточных водах. Наиболее часто измеряют светопоглощение при 254 нм. В ряде работ, в которых сообщаются результаты анализов необработанных и обработанных речных, озерных, а также различного типа сточных вод, отмечаются высокие значения коэффициентов корреляции между светопоглощением при 254 нм и содержанием органического углерода. Однако приводятся и противоположные данные. Вероятно, метод особенно подходит для сравнительного исследования вод с однородным составом.

Метод оценки загрязненности воды по сумме органических веществ, сорбируемых на активированном угле и десорбируемых последовательно экстракцией хлороформом и спиртом (ССЕ и САЕ), давно используется в США как стандартный метод оценки качества питьевой воды. В работе [252] приводятся два варианта метода угольной адсорбции: высокого и низкого потоков, которые различаются объемом образца воды и скоростью фильтрации ее через угольный адсорбент, причем САЕ измеряется лишь при низком потоке. Результаты методов относительны и прямо не сопоставимы. Метод высокого потока применим главным образом к питьевым водам, а низкого — к оценке загрязненности поверхностных вод. В связи с разработкой еще одного варианта метода угольной адсорбции (мини-поток) представляет интерес сравнение этих методов и соответственно стандартов США по этим показателям в питьевой воде (табл. 18).

Таблица 18

Метод	Объем образца, л	Скорость фильтрации воды через угольный фильтр, мл/мин	Время сбора образца, дни	Относительный выход	
				ССЕ	САЕ
Высокого потока	20 000	945	14	1	1
Низкого потока	1 200	120	7	2,3	6,8
Мини-потока	60	20	2	6,7	20

Чистые поверхностные и подземные воды обычно соответствуют ССЕ-h 25—50 мкг/л [252]. Согласно стандарту 1962 г., величина ССЕ-h в питьевой воде не должна превышать 0,2 мг/л, показатель САЕ не лимитирован. Пересмотренный в 1972 г. стандарт допускает величину ССЕ-m 0,7 мг/л и САЕ-m 3,0 мг/л.

Групповые показатели

В связи с тем, что для получения суммарных характеристик группового состава органических соединений в водах применяют неспецифические или недостаточно специфические методы анализа, универсальное использование таких характеристик всегда связано с риском. Последний существенно возрастает в области следового анализа, где особенно важен учет фоновых содержаний, связанных как с происхождением образца, так и с «реактивным» фоном. Поэтому групповые характеристики наиболее приемлемы для относительной оценки при исследовании вод с однородным составом.

Уже отмеченная тенденция к изменению и расширению круга показателей, используемых для характеристики органических веществ в водах, в значительной мере относится к групповым показателям. Можно, например, указать на предложение ввести для оценки степени загрязненности водных объектов пирохроматографические характеристики органических веществ, вместо традиционных показателей ХПК и БПК. Пирохроматограммы дают возможность получать информацию не только о степени загрязненности, но и об источнике загрязнения ввиду их специфичности для сточных вод различного происхождения. Использование ГХ в сочетании с ЭВМ обеспечивает полную автоматизацию процесса количественного обсчета и качественной идентификации. Аналогичная возможность количественной и качественной оценки достигается в комбинированном приборе: анализатор ООУ — газовый хроматограф.

Гумусовые кислоты. Традиционный интерес к оценке этих соединений связан как с их влиянием на органолептические и технологические свойства воды, так и с их ролью в процессах переноса элементов в природных растворах. В последнее время вни-

мание к этой группе природных соединений привлечено и в связи с тем, что получено много доказательств образования канцерогенных тригалоидометанов из гумусовых кислот при хлорировании воды [254]. Следует подчеркнуть, что EPA * (США) предложено нормирование тригалоидометанов в питьевой воде.

Из описанных методов определения гумусовых кислот интерес представляют варианты, предусматривающие новые процедуры концентрирования и конечного измерения. Методика, предложенная С. Ебеле и др., основана на селективной экстракции гумусовых и лигнинсульфоновых кислот 5%-ным раствором триоктиламина в хлороформе. Количественное содержание оценивают по светопоглощению в области 300, 280 и 265 нм или с помощью дифференциальной импульсной полярографии. Использование последнего метода позволяет дифференцировать лигнинсульфоновые и гумусовые кислоты.

Несомненный интерес представляет описание автоматизированного определения гумусовых веществ в природных водах с помощью спектрофлуориметра фирмы «Perkin-Elmer» MPF-3. Прибор оборудован ячейкой объемом 1,3 мл, которая соединена с насосом и пробоотборником. Измерения проводят в диапазоне 270—460 нм. Производительность прибора 30 образцов в час, возможны измерения в диапазоне 0,5—20 мг/л. Содержания в поверхностных водах оцениваются 1—5 мг/л [254]. Для измерений в водах с однородным составом может представлять также интерес и неспецифический метод определения сильно хелатирующих агентов в водах. Метод основан на образовании нерастворимых медных комплексов, отделении их путем фильтрации через мембранный фильтр (0,45 мкм) и определении избытка меди в фильтрате методом атомной адсорбции.

Ф е н о л ы. Фенольные соединения — весьма распространенные компоненты природных и сточных вод. Особенно нежелательно присутствие фенолов в водах, которые перед подачей в питьевую распределительную сеть подвергаются хлорированию. Если предельное значение концентрации самого фенола, обнаруживаемого по запаху, равно 1 мг/л, то для его хлорпроизводных эта величина соответствует 2 мкг/л [255].

Для определения суммы фенольных соединений в различного типа водах (природных, сточных) наиболее распространенным является метод, основанный на получении и измерении окрашенных продуктов конденсации с 4-аминоантипирином. Несколько вариантов этого способа описаны в работе [252]. Чувствительность определения достигает нескольких микрограммов на литр. Однако определения в микрограммовой области характеризуются высокими систематическими и случайными погрешностями даже при анализе искусственного образца, содержащего 2,0 мкг/л лишь самого фенола в дистиллированной воде. На основании данных, полученных 65 лабораториями, относительное среднее квадратическое откло-

* EPA — Enviroumental Protection Agency.

нение составило 81,3%, относительная систематическая погрешность 45,2%. При анализе образца с содержанием 50 мкг/л — соответственно 20,8 и 7,2% [252].

Из опубликованных в последнее время работ могут представить интерес методы, основанные на применении более чувствительных реагентов, используемых для образования окрашенных продуктов, например, 3-метил-2-бензотиазолинон гидразона, который сочетают с фенолом в окислительных условиях. Чувствительность метода 0,2 мкг/л фенолов. Заслуживает внимания также возможность определения микроколичеств фенолов с помощью УФ-спектрофотометрии, обсуждаемая в ряде публикаций.

Тем не менее эти методы имеют лишь ограниченное применение для относительных сопоставлений. Ввиду аналитических проблем, связанных с определением фенольных соединений на микрограммовом уровне, фенолы были исключены из пересмотренных в 1973 г. стандартов США на питьевую воду. Вкус и запах в подобной ситуации являются, вероятно, более надежными критериями. При определениях в области миллиграммовых концентраций в качестве стандартного метода ASTM* с 1968 г. рекомендуют способ ГХ для индивидуальной оценки фенолов.

Нефтепродукты. Групповые методы определения нефтепродуктов получили распространение главным образом для оценки загрязнений вод. Ввиду чрезвычайной сложности аналитического объекта условное значение придано и понятию *нефтепродукты* при анализе вод, которое ограничено по существу суммой углеводородов. Для группового определения нефтепродуктов используют чаще методы гравиметрии и спектрофотометрии, основанные на поглощении в ультрафиолетовой и инфракрасной областях или на флуоресценции. В силу различных принципов детектирования эти методы обладают ограниченной пригодностью для решения отдельных задач. Особенно важен дифференцированный подход при использовании групповых методов, для оценки нефтепродуктов в природных водах, когда необходимо также учитывать специфику миграции углеводородных загрязнений. Например, низкокипящие фракции нефтепродуктов наиболее хорошо растворимы и наиболее летучи. В поверхностных водах они быстро испаряются, а в подземных водах легко переходят в раствор и могут мигрировать на большие расстояния. Групповые методы также существенно различаются по чувствительности и только некоторые из них могут быть использованы при оценке нефтяных загрязнений в источниках водоснабжения, у которых лимитируемые количества для различных нефтепродуктов лежат в области 0,1—0,01 мг/л.

Гравиметрический метод пригоден главным образом для оценки смазочных масел (рекомендуется стандартными методами США и ФРГ). Согласно последним оценкам, применение этого метода целесообразно при содержаниях нефтепродуктов не менее 5 мг/л.

Наиболее распространен ИК-спектрофотометрический метод,

* ASTM — American Society for Testing Materials.

включенный в стандартные методы ряда стран — США (ASTM), ФРГ, Франции. Чувствительность метода обычно колеблется в пределах 0,1—0,05 мг/л. В тех случаях, когда подготовка пробы не включает стадию концентрирования экстрагента, метод может использоваться для оценки различных нефтепродуктов (от бензинов до мазутов). Однако ввиду того, что метод ИК-спектрофотометрии малочувствителен к ароматическим углеводородам, которые составляют основную долю растворенных нефтепродуктов, он применим для оценки главным образом плавающих, эмульгированных и адсорбированных на частицах нефтепродуктов. Напротив, метод УФ-спектрофотометрии более пригоден для определения растворенных нефтепродуктов, представленных в основном ароматическими углеводородами, интенсивно поглощающими в ультрафиолетовой области спектра. В отдельных работах рассматриваются особенности загрязнения подземных вод нефтепродуктами, связанные с опасностью обогащения их именно ароматическими углеводородами (которые также наиболее опасны для здоровья), и вопросы использования методов групповой оценки, изучаются перспективы и ограничения применения флуоресцентной спектрофотометрии для анализа нефтепродуктов в воде.

Таким образом, методам группового определения нефтепродуктов еще в большей степени, чем другим групповым характеристикам, присущи ограничения как ввиду разных принципов детектирования, так и ввиду сложности объекта анализа, а также возможности присутствия нефтепродуктов в водах в разных миграционных формах. Для количественного определения и идентификации концентраций нефтепродуктов на микро- и нанограммовых уровнях наиболее перспективны методы индивидуального анализа, такие, как ГХ и ГХ-МС.

Синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ). Различают анионоактивные, катионоактивные и неионогенные СПАВ. Практически наиболее важными являются СПАВ, принадлежащие к анионоактивной группе, и методы определения их в водах наиболее разработаны. Широкое распространение получили экстракционно-фотометрические методы, в основе которых лежат реакции образования ионных ассоциатов с катионами основных красителей. Чаще применяют метиленовый голубой краситель. Большинство методов достаточно чувствительны, позволяют проводить измерения на уровне десятков микрограммов на литр. Экстракционно-фотометрические методы используются в качестве стандартных в США (АРНА и ASTM), ФРГ. В других публикациях, посвященных этим методам, рассматриваются вопросы использования иных красителей, экстрагентов с целью повышения чувствительности анализов и упрощения их производства.

Перспективными, видимо, являются и методы атомно-адсорбционной спектрофотометрии (ААС). Эти методы основаны на определении меди в тройном комплексе: «Cu^{2+} — СПАВ — реагент» после его экстрагирования органическим растворителем. В качестве реагентов используют О-фенантролин или этилендиамин.

Измерения катионоактивных СПАВ выполняются гораздо реже. Наиболее известны экстракционно-фотометрические методы (прямые и косвенные). Прямые основаны на образовании ионных ассоциатов с анионом кислого красителя (стандартный метод ФРГ), косвенные — на определении избытка анионного СПАВ, который вводится в пробу и образует с эквивалентным количеством катионоактивного детергента малодиссоциированную соль. Чувствительность этих методов также соответствует уровню десятков микрограммов на литр. Для определения этой группы СПАВ применяются также методы атомной адсорбции.

Групповые методы определения неионогенных СПАВ также обычно основаны на образовании тройных комплексов «металл—реагент—СПАВ» и фотометрических измерениях. Необходимой стадией процедуры часто является удаление мешающих анионоактивных СПАВ методом ионного обмена. Чувствительность большинства из описанных методов соответствует десятым долям — единицам миллиграммов на литр. Для выделения неионогенных веществ из воды часто прибегают к вспениванию. В одной из публикаций описан такой способ выделения с колориметрическим окончанием для оценки малых концентраций неионогенных СПАВ, метод рекомендован к широкому использованию в лабораторных исследованиях (США). Приводятся также данные о применении метода ААС для определений неионогенных (также анионоактивных) детергентов на микрограммовом уровне.

Общий органический хлор (ООХ). Широкое использование хлорорганических растворителей, пестицидов, теплоносителей и других веществ и их высокая токсичность обусловливают важность контроля за присутствием этих соединений, особенно в источниках питьевого водоснабжения. Для качественного и количественного анализов соединений этой группы применяют главным образом методы ГХ и ГХ-МС. Однако наряду с этими методами индивидуальной оценки получил некоторое распространение и групповой метод анализа хлорорганических соединений по общему содержанию в пробе органического хлора. Старые методы, основанные на колориметрическом или спектрофотометрическом окончании, недостаточно чувствительны и перспективны. Интерес может представить, например, метод, основанный на пирогидролизе, разработанный немецкими исследователями. По этому методу хлорорганические соединения концентрируются из воды активированным углем, который сжигается в токе кислорода и водяного пара при 900—1000° С. Образующийся хлористый водород поглощается водой и измеряется ион-селективным хлоридным электродом. Пределы детектирования хлора в пробе составляют 10—100 мкг [255].

Методы изучения индивидуального состава органических веществ в водах

Газовая хроматография (ГХ) до последнего времени является наиболее широко используемым методом при анализе органических соединений вод. Это связано прежде всего с универ-

сальностью метода, доступностью, надежной серийной аппаратурой, а также относительной ее дешевизной и простотой эксплуатации. С помощью ГХ могут быть проанализированы любые органические соединения, которые способны улетучиваться без разложения (вещества с температурой кипения 400—500° С) или воспроизводимо разлагаться. ГХ используют для анализа газов, жидких и твердых органических веществ различных классов, причем многие нелетучие соединения могут быть проанализированы после переведения их в летучие производные (аминокислоты, сахара, многоатомные фенолы и др.).

ГХ является прежде всего способом разделения, поэтому это наиболее подходящий метод для анализа сложных многокомпонентных смесей. Ввиду того, что в водах могут присутствовать десятки и сотни органических соединений, в зависимости от задач используют разные варианты ГХ. Наряду с применением ГХ для индивидуального качественного и количественного анализов его используют и в варианте метода *отпечатков пальцев, при котором* не добиваются полного разделения и идентификации ингредиентов. Тем не менее этот простой способ может быть весьма полезен для выяснения происхождения воды, выявления источника загрязнений и решения некоторых других задач.

Комплектация современных приборов различными высокочувствительными детекторами общего и селективного назначения обеспечивает проведение качественного и количественного анализов на уровне следов. Наибольшее распространение для анализа следов получили детекторы универсального типа, такие, как пламенно-ионизационный, и селективные: электронно-захватный термоионный и пламенно-фотометрический. В табл. 19 приведены основные характеристики различных детекторов. Линейность диапа-

Таблица 19

Детектор	Селективность	Максимальная чувствительность, г/с
Пламенно-ионизационный (ПИД)	Универсальный	10^{-12}
Пламенно-фотометрический	Селективен к серо- и фосфорсодержащим соединениям	10^{-12}
Электронно-захватный (ЭЗД)	Селективен к галоидсодержащим и другим соединениям, имеющим электроотрицательные атомы	10^{-14}
Термоионный (ТИД)	Селективен к фосфорсодержащим соединениям	10^{-15}
Масс-спектрометрический (МС)	Универсальный, позволяет осуществлять абсолютную идентификацию разнообразных соединений	10^{-15}

зона детекторов варьирует от 2—3 порядков для ЭЗД до 6—7 порядков для ПИД.

Для сравнения приведены данные по МС-детектированию. Системы ГХ-МС занимают особое место в анализе следов органики в воде и рассматриваются отдельно. Характеристики чувствительности (см. табл. 19) соответствуют возможности регистрировать различные соединения при их содержаниях в хроматографической пробе от нанограммовых (10^{-9} г) до пикограммовых (10^{-12} г) количеств. Это означает, например, если детектор чувствителен к 10^{-12} г данного вещества, то достаточна хроматографическая проба его в растворе объемом 2—3 мкл с концентрацией 10^{-9} г/мл.

Для получения растворов подходящей для детектирования концентрации, как правило, необходимо предварительное выделение и концентрирование. Объемы проб в зависимости от происхождения вещества и задач анализа варьируют от десятков миллилитров до нескольких литров. Следует отметить, что не существует общего метода для выделения органических веществ из воды. Техника выделения зависит от типа воды (общего содержания органического углерода) и свойств анализируемых компонентов (летучесть, полярность).

Для определения летучих органических соединений получил распространение метод анализа равновесной паровой фазы. Такой анализ можно проводить с помощью обычной ГХ аппаратуры или специальных приборов, в которых процедура ввода равновесной паровой фазы из сосуда, где устанавливается равновесие, в хроматографическую колонку осуществляется автоматически («Автомат-мультифракт» модели F-42 фирмы «Перкин-Элмер»).

Для более чувствительного анализа отбор пробы из паровой фазы сочетают с обогащением путем сорбции. Пробу воды продувают инертным газом и улавливают органические примеси на колонке с сорбентом. Окончательный анализ проводят путем термической десорбции компонентов прямо на хроматографическую колонку. Такой способ концентрирования позволяет детектировать летучие органические вещества в водах при их концентрациях в области нанограмм на литр.

Для выделения и концентрирования полярных и труднолетучих соединений используют методы экстракции и адсорбции, часто сочетая их с предварительным частичным фракционированием или очисткой, которые облегчают ГХ разделение и идентификацию. Летучесть полярных соединений увеличивается в результате переведения их в производные (метильные, триметилсилильные и др.).

В последние годы наметилась явная тенденция предпочтения традиционному сорбенту — активированному углю — макропористых смол XAD-2, XAD-4. Стандартная ГХ аппаратура, комплектуемая такими детекторами, как ПИД, ЭЗД, ТИД, пламенно-фотометрический, в сочетании с описанными методами концентрирования может успешно использоваться для решения многих задач качественного и количественного анализов органических компонентов вод. Особенно подходят методы ГХ для определения инди-

видуального состава в пределах того или иного химического класса, когда в процессе подготовки пробы проводится направленная очистка от мешающих компонентов. При этом возможна качественная идентификация по времени удерживания по сравнению со стандартными веществами, путем хроматографирования на колонках с фазами различной полярности, а также применения селективных детекторов. Для решения отдельных задач может быть полезен наиболее простой метод отпечатков пальцев.

ГХ метод успешно использовался для анализа моноароматических углеводородов в пластовых подземных водах, парафиновых углеводородов до C_{36} включительно и высокомолекулярных жирных кислот.

Экстракционное концентрирование и детектирование с помощью ЭЗД в сочетании с ГХ является стандартным методом (АРНА) определения хлорорганических пестицидов в водах [252]. Использование двух хроматографических колонок позволяет проводить идентификацию и количественный анализ на нанограммовом уровне широкого круга препаратов (объем воды до 4 л). Метод ГХ неоднократно применялся при анализе хлорорганических пестицидов в грунтовых водах. С его помощью было подтверждено, что источником загрязнения пестицидами питьевых водозаборных скважин, локализованных в пределах аллювиальной долины, являются загрязненные речные воды.

В разных вариантах метод ГХ также широко привлекается для анализа нефтяных загрязнений, главным образом с детектированием ПИД. Р. Джелтес [142] рассмотрел возможности метода отпечатков пальцев для идентификации нефтепродуктов и других органических загрязнителей в различных объектах, в том числе и в подземных водах. Дж. Сомерс [250] подтвердил эффективность использования ГХ в сочетании с экстракцией нитробензолом для контроля загрязнений подземных вод сырой нефтью или бензинами путем анализа моноядерных ароматических углеводородов. Вследствие относительно высокой растворимости этой группы углеводородов они легко переходят в водный раствор и становятся преобладающими нейтральными его компонентами (истинно растворенными). Описан способ ГХ идентификации бензиновых загрязнений в грунтовых водах на уровне 0,5 мкл/л при наличии образца из источника загрязнений. Подготовка пробы включает экстрагирование гексадеканом.

Существенный интерес представляет возможность обработки ГХ информации с помощью ЭВМ для осуществления автоматического контроля за качеством воды ввиду относительно невысокой стоимости систем ГХ—ЭВМ (11—12 тыс. долл.). Эффективность таких систем рассмотрена в ряде работ. Обсуждается целесообразность автоматической интерпретации в сочетании с пиролитическим вариантом ГХ для установления степени и источника загрязнения вод и автоматического контроля за качеством вод. Рассмотрено применение системы ГХ—ЭВМ для получения информации о летучих органических веществах в воде в сочетании с мето-

дом выделения путем продувания образца воды гелием и улавливания летучих примесей на полимере «тенакс» с последующей термической десорбцией на ГХ колонку. При этом весь процесс анализа и выдача данных полностью автоматизированы. Использование системы ГХ—ЭВМ для качественной идентификации органических соединений на микрограммовом уровне для установления разновидностей и происхождения воды рассмотрены также в ряде работ.

Несомненно, что для качественного и количественного определения органических соединений в неизвестных образцах используют более сложные и дорогие системы (ГХ-МС—ЭВМ).

Газовая хроматография—масс-спктрометрия. Наиболее совершенным детектором для ГХ является масс-спектрометр, который позволяет проводить абсолютную идентификацию органических соединений. При этом масс-спектрометрический детектор принадлежит к одному из наиболее чувствительных (см. табл. 19). При анализе методом ГХ-МС абсолютная идентификация по масс-спектрам достигается путем сравнения с масс-спектрами стандартных образцов. В процессе анализа вещества, разделенные на газовом хроматографе, последовательно поступают в масс-спектрометр. Для получения масс-спектра соединения его молекулы подвергают диссоциативной ионизации, затем производят разделение и анализ образующихся ионов по их массам. Использование МС-детектирования для ГХ развивалось в течение 60-х годов, однако лишь применение компьютерной техники для обработки ГХ-МС информации привело к более надежной и быстрой идентификации анализов следов органических соединений (таким образом, современная аппаратура для ГХ-МС обязательно имеет в своем составе мини-компьютер). Основой для этого является библиотека масс-спектра в памяти ЭВМ. Такие библиотеки в приборах ГХ-МС—ЭВМ содержат масс-спектры десятков тысяч соединений. В настоящее время серийная аппаратура ГХ-МС—ЭВМ выпускается многими фирмами США, Японии, Швеции, Франции, Австрии и других стран и широко используется для решения фундаментальных проблем водно-аналитического контроля. Стоимость этой аппаратуры 85—200 тыс. долл. Для ее обслуживания нужны спектрометристы, хроматографисты и инженеры по электронному оборудованию. Приемы концентрирования для ГХ-МС анализа те же, что и описанные в разделе ГХ.

Для выделения летучих соединений особенно широкое распространение получила процедура концентрирования путем выдувания органических веществ из водного раствора током инертного газа с улавливанием на полимерном сорбенте «тенакс» (2,5-дифенил-*п*-фениленоксид) с последующей термической десорбцией на капиллярную хроматографическую колонку. Популярность этой техники связана с тем, что «тенакс» не дает фона при нагревании до 375° С в условиях хроматографирования на капиллярной колонке. Описанная техника позволяет изучать широкий круг неполярных и малополярных летучих соединений.

Для выделения менее летучих и полярных соединений чаще используют сорбционные методы. В более ранних работах в качестве сорбента применяли обычно активированный уголь, в настоящее время широко используют макропористые смолы.

Большим преимуществом компьютерной обработки МС-информации является то, что она позволяет проводить абсолютную идентификацию и количественный анализ без предварительного фракционирования. Именно широкое использование техники ГХ-МС—ЭВМ обусловило те огромные достижения в области анализа следов органических соединений в водах, которые характерны для 70-х годов. Применение этой аппаратуры позволило идентифицировать в водах разных типов сотни органических соединений на нано- и микрограммовом уровне, начать работы по систематическому исследованию их распределения в водах различного происхождения, закономерностей их появления и трансформации в естественных условиях и на различных стадиях обработки воды в системах водоснабжения и сброса. В конечном счете эти работы в сочетании с широко развернутыми исследованиями токсичности химических веществ направлены на обеспечение безопасности питьевой воды для здоровья человека и в целом — охраны гидросферы земли от загрязнения и деградации.

Впечатляющие успехи техники ГХ-МС—ЭВМ были продемонстрированы в 1972 г. при исследовании природных и обработанных вод, используемых для водоснабжения Нового Орлеана, когда было сообщено о выявлении в них 46 органических соединений. В 1974 г., по данным повторных исследований под эгидой EPA [85], в указанных водах было идентифицировано 94 соединения на нано- и микрограммовом уровнях. Одновременно была разработана программа, которая предусматривала детальное исследование органических соединений в питьевой воде еще десяти городов с различными источниками водоснабжения, в том числе и подземными. В связи с накопившимися к этому времени данными о присутствии в различных питьевых водах летучих галоидоуглеводородов (хлороформ, бромдихлорметан, хлордибромметан, бромоформ и др.) и возможной их канцерогенности программа включала также исследование галоидоуглеводородов в исходной и обработанной воде 80 городов. Работа была поставлена с целью выяснения как диапазонов концентраций галоидоуглеводородов в питьевой воде, так и выяснения причин их появления.

Детальным исследованиям воды источников водоснабжения городов подвергались органические вещества, выделенные адсорбцией на активированном угле. Изучались ССЕ-десорбаты, причем фактор обогащения в принятой методике достигал 100 000 раз *. Всего было обнаружено 117 соединений, включая такие группы, как пестициды (8) **, гербициды (8), галоидированные алифа-

---

* При исследовании источников водоснабжения Нового Орлеана использовалось несколько вариантов обогащения.

** В скобках — число соединений.

тические углеводороды (20), хлорированные ароматические (7), алифатические углеводороды (10), ароматические углеводороды (17), пластификаторы (14), различные соединения промышленного происхождения (21), различные соединения, вероятно, природного происхождения (7). На основании этих исследований сделаны выводы, что многие перечисленные соединения поступают из промышленных и коммунальных сбросов, некоторые из сельскохозяйственных. Часть из выявленных веществ, вероятно, природного происхождения (ацетон, дигидрокарвон, β-сантален и др.), другие могут образовываться в процессах хлорирования (летучие галоидоуглеводороды).

Подробные данные об исследовании летучих органических соединений *, выделяемых методом выдувания гелием на сорбент (объем пробы воды 500 мл), приведены В. Колеманом и др. [258] по результатам исследования источников водоснабжения пяти городов. Объекты исследования отражали большинство типов источников водоснабжения США (поверхностные и подземные в зонах влияния промышленных, коммунальных, сельскохозяйственных и естественного стоков).

Всего было идентифицировано 72 соединения. Распределение по классам следующее (в %): галоидоароматические 7, галоидоалканы 46, ароматические углеводороды 13, нитропроизводные 1, нитрилы 8, серосодержащие 3, спирты 6, альдегиды и кетоны 17, сложные эфиры 3, простые эфиры 4. Весьма знаменательно, что почти 50% всех летучих соединений составляли галоидопроизводные. Интересен тот факт, что только 13 из 72 соединений были общими для всех городов, т. е. число и тип соединений сильно зависели от внешних факторов: источника водоснабжения, техники обработки сырой воды, влияния тех или иных источников загрязнения. Примечательно также, что уровень концентраций таких галоидоалканов, как хлордибромметан, бромдихлорметан, составлял большей частью десятки микрограммов на литр, а для хлороформа достигал 301 мкг/л (питьевая вода с подземным источником водоснабжения). Серьезное внимание уделяется исследованию распределения галоидоалканов в питьевых водах различного происхождения в связи с их опасностью для здоровья, а также методам их исследования, в том числе и для серийных определений.

Как уже отмечалось, ввиду возможной канцерогенности тригалоидметанов ЕРА предложило в 1978 г. установить предельно допустимую концентрацию совокупности этих соединений 0,1 мг/л в питьевой воде городов с населением более 75 тыс. человек. С целью снижения содержания органических примесей предусматри-

---

* Следует отметить, что термин *летучие органические соединения* (ЛОС) характеризует здесь метод подготовки водной пробы к ГХ анализу. ЛОС — это вещества, которые могут быть выделены из водной пробы в парообразную фазу в равновесных условиях или путем продувки гелием пробы воды с улавливанием на сорбент. В хроматографическом анализе понятие *летучие вещества* более широко включает все соединения, которые способны улетучиваться без разложения в процессе хроматографического анализа, т. е. при 300—400 °С.

вается также введение новой технологии обработки воды, которая должна быть реализована на 390 коммунальных водопроводах США, обеспечивающих 52% населения страны [85].

Метод ГХ-МС—ЭВМ привлекался к решению проблемы влияния городских свалок на загрязнение грунтовых вод. Исследования поставлены в связи с тем, что при анализе состояния грунтовых вод в 11 северо-восточных штатах была получена информация о 60 случаях, когда места захоронения отходов были признаны источником загрязнения грунтовых вод. Подобная ситуация характерна и для других районов. В. Данлеп и др. [138] изучали воду из скважины, пробуренной в пределах свалки. Органические вещества концентрировали из 757 л воды путем сорбции на угольном фильтре. Анализировали ССЕ- и САЕ-десорбаты. Было обнаружено 50 соединений на микро- и нанограммовом уровнях.

В настоящее время техника ГХ-МС—ЭВМ успешно используется для анализа следов органических соединений в водах и европейскими исследователями. В Швейцарии метод применялся К. Гробом и Г. Гробом [114] для определения органических примесей в водах Цюрихского озера, подземных водах и питьевых. К. Гробом с сотрудниками разработана техника концентрирования путем переноса органических веществ током воздуха или водяного пара на очень малые количества специального угольного фильтра (1,5—5 мг) в замкнутой циркуляционной системе с последующей десорбцией 5—15 мкл сероуглерода. В модифицированном варианте объем воды для исследования 0,5—2 л, температура 30° С, скорость потока воздуха 1—2 л/мин, продолжительность циркуляции 1—3 ч. Хроматографическому исследованию на капиллярной колонке подвергают 2—4 мкл сероуглеродного десорбата, без разделения потока. С помощью этой техники в указанных объектах выявлено 135 соединений на нанограммовом уровне, причем 80% из них составляли углеводороды. На основании этих исследований сделан вывод о загрязнении поверхностных (2 мкг/л) и подземных (0,8 мкг/л) вод бензином, причем основным источником его признана загрязненная атмосфера. Другие швейцарские специалисты, используя метод ГХ-МС—ЭВМ в сочетании с различными методами концентрирования, получили подробную информацию на нанограммовом уровне о содержании в природных и сточных водах двух классов таких опасных для здоровья веществ, как полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) и полихлорированные бифенилы (ПХБ). Результаты исследования позволили сделать вывод о том, что эти соединения поступают в воду из атмосферы. О детальных исследованиях в питьевых водах следов органических соединений в Великобритании, Франции и Нидерландах в связи с их возможными канцерогенными, мутагенными и другими эффектами сообщается М. Филдингом и др. [94].

Жидкостная хроматография. Метод классической жидкостной хроматографии (ЖХ) возник гораздо раньше газовой. Однако лишь с 60-х годов появились новые перспективы развития этого метода в связи с разработками, открывающими пути опти-

мизации процесса ЖХ. Современную высокоэффективную ЖХ отличает от классической использование высоких давлений (на входе в колонку до 12 МПа, максимальные 30—50 МПа и более), применение высокочувствительных детекторов с ячейками очень малых объемов (2—10 мкл), применение новых мелкозернистых (диаметр 10—80 мкм) сорбентов высокооднородных по размеру и форме.

В настоящее время метод переживает период бурного развития. Жидкостные хроматографы выпускаются многими зарубежными фирмами («Перкин-Элмер», «Вариан», «Дюпонт», «ДДС» и др.), стоимость приборов до 30 тыс. долл. Особенно подходит ЖХ для анализа полярных, малолетучих или термически нестойких соединений. По чувствительности метод еще существенно уступает ГХ. И хотя отдельные детекторы позволяют проводить определения некоторых веществ в нанограммовых количествах, тем не менее для многих классов органических соединений чувствительность лежит на уровне единиц и десятых долей микрограмма.

В ЖХ нет таких универсальных детекторов, как в Г,Х в связи с тем, что еще не найден принцип детектирования по такому аналитическому параметру, по которому заметно различались бы анализируемые вещества и элюент. В серийных жидкостных хроматографах пока еще нет детекторов, позволяющих проводить абсолютную идентификацию анализируемых соединений, как в ГХ (система ГХ-МС). Наибольшее распространение в ЖХ получило детектирование по светопоглощению в УФ области. Применяются также спектрофотометры по поглощению в видимой и ИК областях, а также флуориметрические детекторы. Последние в большинстве случаев менее чувствительны, чем УФ-детекторы, хотя флуориметрические детекторы могут обеспечивать для некоторых веществ и более высокую чувствительность. Ими комплектуются различные приборы. В табл. 20 приведена характеристика некоторых детекторов.

В последнее время особый интерес вызывают работы по конструированию аппаратуры с использованием МС-детектирования в жидкостной хроматографии. Такие работы ведутся рядом лабораторий. МС-детектирование обеспечивает не только высокую чувствительность анализа, но является также наиболее надежным и универсальным методом идентификации. Комбинация ЖХ с МС,

Таблица 20

Детектор	Селективность	Чувствительность, г/мл
Ультрафиолетовый	Селективен	10^{-10}
Рефрактометрический	Неселективен	10^{-7}
Флуориметрический	Селективен	10^{-9}
Инфракрасный	—	10^{-6}

по мнению многих специалистов, открывает новые горизонты в анализе следовых содержаний органических соединений.

По некоторым оценкам, с помощью ГХ может быть проанализировано до 70% органических веществ, встречающихся в природных и сточных водах, и более 95% — с помощью жидкостной хроматографии. Отмечают также, что прямой ГХ анализ без предварительного переведения в летучие производные возможен лишь для 20—30% органических веществ, содержащихся в природных водах различного типа [150]. Трудности использования ЖХ связаны с более низкой чувствительностью и менее универсальными способами детектирования по сравнению с ГХ-МС. Метод идентификации в ЖХ опирается на данные об объеме элюирования по сравнению со стандартными образцами. Этот метод во избежание наложения нескольких веществ можно сочетать с селективными методами выделения или очистки и использованием нескольких детекторов. Ввиду ограниченных возможностей надежного детектирования в ЖХ во многих работах для более детального анализа некоторых выделенных ЖХ фракций применяют ГХ-МС (проводя при необходимости их предварительную обработку с целью переведения в летучие производные).

Несомненно принципиально новые успехи в жидкостной хроматографии следов органических соединений вод могут быть достигнуты созданием эффективной комбинированной аппаратуры ЖХ-МС.

Важным условием применения метода ЖХ к анализу следов органических соединений в водах является предварительное концентрирование. В ЖХ образцы анализируют обычно в водных растворах. В зависимости от типа анализируемого образца, задач определения используют роторное упаривание при пониженном давлении или лиофилизацию. В связи с тем, что чувствительность в зависимости от свойств индивидуальных соединений может широко варьировать и при применении наиболее чувствительных УФ-детекторов, фактор концентрирования должен быть высоким (до 10 000 раз) [215]. Поэтому особенно перспективны методы адсорбционного обогащения. Многочисленные публикации последних лет подтверждают эффективность использования макропористых смол (XAD-2, XAD-4 и др.) для выделения из водных растворов малолетучих, полярных соединений, таких, как детергенты и красители, пестициды и полихлорированные дифенилы, сахара, свободные аминокислоты, полимеры. В настоящее время уже имеется ряд примеров успешного использования ЖХ для анализа следов органических соединений в образцах природных вод различного происхождения. Американские исследователи [215] применили высокоэффективную ЖХ в анионообменном варианте с детектированием по УФ-адсорбции и флуоресценции для исследования образцов поверхностных и питьевых вод. Образцы концентрировали вакуумным испарением и лиофилизацией. Степень концентрирования колеблется от 500 до 1000 раз. При исследовании вод озер и рек выявлено 16 соединений, в числе которых сахара, многоатомные

спирты, высокомолекулярные жирные кислоты, фенолы. Идентификация большинства из них подтверждена методами ГХ и МС. При анализе методом ЖХ образца питьевой воды (объем 100 л) с помощью двух детектирующих систем было обнаружено несколько десятков пиков. Однако только часть из них удалось идентифицировать в выделенных фракциях, в том числе с помощью ГХ-МС после переведения полярных соединений в триметилсилильные производные. В другом примере органические вещества, сконцентрированные на смолах XAD-4 и XAD-8 из 1000 л питьевой воды, анализировали с помощью ЖХ. Идентифицированы окси- и кетопроизводные полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), разнообразные алкилфталаты, наряду с полициклическими ароматическими углеводородами и хлорированными производными. Для идентификации большинства обнаруженных соединений (углеводороды) также прибегли к ГХ-МС. Высокоэффективная ЖХ с флоуриметрическим детектором была успешно применена для определения на нанограммовом уровне ПАУ в питьевых водах и источниках водоснабжения [150]. Этими же авторами изучено качественное и количественное распределение 11 аминокислот в питьевой, речной и подземной воде. Интервалы содержаний различных кислот в разных образцах колебались от $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ до $60 \cdot 10^{-9}$ моль/л, максимальные концентрации отдельных кислот составляли для речной, подземной и питьевой воды (в 10^{-9} моль/л): 60, 20 и 10 соответственно.

Обсуждаются возможности использования ЖХ для анализа незначительных концентраций нелетучих, полярных соединений в природных водах, таких, как N-нитрозосоединения и гербициды различного строения (карбаматы, производные фенилмочевины и эфиры феноксиуксусных кислот). При анализе экстрактов речной воды (Рейн) обнаружены гербициды, производные фенилмочевины.

Приведенные примеры приложения метода ЖХ к проблемам водного анализа следов органических веществ, а также данные о перспективах совершенствования аппаратуры для высокоэффективной ЖХ подтверждают оптимизм многих ученых, полагающих, что этот метод в ближайшем будущем получит широкое развитие.

* *
*

В заключение обзора зарубежных исследований в области изучения органических веществ в природных водах можно дать их сравнительную характеристику с аналогичными исследованиями, выполняющимися в СССР, где органическая гидрогеохимия оформилась в самостоятельное научное направление. В нашей стране большое внимание уделяется региональным исследованиям, в частности, изучению органических веществ в водах нефтегазоносных областей. Они направлены главным образом на выявление и использование нефтепоисковых показателей, основанных на региональных и локальных закономерностях распределения органических веществ в подземных водах. Значительное развитие получили

также исследования, связанные с изучением путей миграции нефти и условий формирования ее скоплений. Получены новые данные о содержании и составе органических веществ в поровых и иловых растворах, в термальных и минеральных (лечебных) водах. Проводятся экспериментальные и натурные исследования по изучению взаимосвязей в системе «порода—вода—нефть—газ» в различных термобарических условиях с учетом состава, возраста и катагенетической превращенности пород, нефтей и газов.

За рубежом эти исследования проводятся в значительно меньших объемах. Мало имеется и обобщающих работ. Среди них прежде всего следует назвать книгу А. Коллинса [62], в которой приводится сводка имеющихся в зарубежной литературе данных о содержании в подземных водах различных органических кислот (жирных, нафтеновых, гуминовых), сахаров, фенолов, азотсодержащих компонентов и углеводородов (ароматических, парафиновых, циклопарафиновых, олефиновых и др.). Основное внимание обращено на исследования, связанные с влиянием органических веществ на загрязненность подземной гидросферы, что, с одной стороны, объясняется большими масштабами загрязнения природных вод, а с другой, — достижениями аналитической техники, которая позволяет получать данные о незначительных (следовых) концентрациях сотен индивидуальных органических соединений, многие из которых не имеют аналогов в природных водах (пестициды, нефтепроизводные, синтетические поверхностно-активные вещества и др.).

Использование зарубежного опыта с целью дальнейшего плодотворного развития органической гидрогеохимии в нашей стране должно быть направлено как на изучение природных индивидуальных органических соединений с установлением их структуры, молекулярной массы и других физических и химических свойств, так и органических загрязнителей. Современное состояние аналитической органической химии в принципе позволяет решать эти назревшие задачи с помощью новых инструментальных методов, таких, как жидкостная хроматография, газовая хроматография, масс-спектрометрия, ИК-, УФ- и ЯМР *-спектроскопия, а также сочетания этих методов.

Однако в нашей практике эти методы применяются еще далеко не достаточно, главным образом из-за несовершенства или отсутствия соответствующей современной аппаратуры. Как видно из приведенного обзора, за рубежом начато широкое использование комплексных систем газовой хроматографии — масс-спектрометрии и ЭВМ (ГХ-МС—ЭВМ), что и позволило анализировать в водах органические соединения на нано- и микрограммовом уровне. Современные зарубежные газовые и жидкостные хроматографические приборы таких фирм, как «Perkin-Elmer» (Швеция), «Hewlett-Packard» (США) и других, с большой степенью автоматизации и программным управлением, позволяют, помимо получения широ-

* ЯМР — ядерно-магнитно-резонансная.

кой и надежной информации о растворенных органических веществах, резко повысить производство анализов и автоматизировать методы обработки полученных данных. В рекомендациях состоявшегося в Москве в октябре 1979 г. III Всесоюзного семинара по изучению органических веществ в подземных водах в этой связи говорится о необходимости создания отечественной аналитической аппаратуры, отвечающей современным требованиям анализа органических веществ, а также приобретения лучших зарубежных образцов комбинированных систем (ГХ-МС—ЭВМ).

Многие, особенно высокоразвитые капиталистические страны, характеризуются высоким уровнем развития горнодобывающей промышленности. В настоящее время ежегодный прирост продукции мировой горной промышленности составляет в среднем 5—8%, за каждые 15 лет объем добычи полезных ископаемых увеличивается примерно вдвое. По мере развития хозяйства, совершенствования техники добычи и улучшения технологии обогащения руд масштабы горного производства в перспективе будут возрастать, причем наряду с шахтной добычей отмечается существенный рост добычи полезных ископаемых открытым способом. Глубина шахт в некоторых странах достигает 2 км, проектируются шахты глубиной до 3 км и более, глубина карьеров составляет иногда несколько сотен метров.

Добыча полезных ископаемых, как правило, связана с подъемом на поверхность земли огромных масс горных пород и часто откачкой из недр значительных количеств подземных вод. Совокупность этих двух процессов осуществляющихся обычно на протяжении нескольких десятилетий, приводит к ряду нежелательных, но неизбежных последствий: изменению ландшафтов, гидрологических и гидрогеологических условий территорий. Эти изменения сводятся в основном к:

— преобразованию микроформ рельефа как в связи с обрушением кровли горных пород, так и в результате создания терриконников;

— ухудшению гидрологических условий, которое выражается в частичном сокращении стока или исчезновении рек, а также в изменении качества поверхностных вод вследствие сброса в реки и озера шахтных и рудничных вод;

— частичному или полному осушению и исчезновению болот;

— формированию воронок депрессий, диаметр которых в зависимости от интенсивности водоотбора может достигать нескольких десятков километров;

— ухудшению в пределах воронок депрессий условий водоснабжения населенных пунктов и падению урожайности сельскохозяйственных культур, а также оседанию поверхности земли;

— ухудшению условий питания и иногда качества подземных вод в результате смешения вод различных горизонтов; особенно при отработке месторождений с обрушением кровли;

— загрязнению подземных вод механическими частицами, органическими и другими веществами, иногда в количествах, выше норм допустимых для питьевых вод;

— повышению с глубиной минерализации подземных вод и температуры;

— загрязнению подземных вод вследствие выщелачивания отвалов горных пород и хвостохранилищ обогатительных фабрик атмосферными осадками и последующей инфильтрации их в водоносные горизонты;

— изменению физико-механических и фильтрационных свойств горных пород.

В связи с изложенным за рубежом за последние 10—15 лет появилось относительно большое число публикаций, посвященных разносторонней гидрогеологической характеристике месторождений полезных ископаемых, ознакомление с которыми несомненно будет полезным для советских специалистов, особенно для тех, кто занимается проблемами шахтной и рудничной гидрогеологии.

Анализ публикаций позволил выделить четыре типа месторождений, отличающихся особенностями геологического разреза, тектонического строения и гидрогеологическими условиями, в основном определяющими их обводненность.

К первому типу относятся месторождения, в разрезах которых участвуют преимущественно песчано-глинистые образования (глины, пески, песчаники, алевролиты и др.) при резко подчиненном значении карбонатных пород (месторождения бурого и каменного угля, бокситов, фосфоритов и др.); ко второму — месторождения, связанные в основном с разновозрастными карбонатными породами (известняки, доломиты) при весьма слабой роли в их разрезах песчано-глинистых отложений; к третьему — месторождения, располагающиеся в поле развития вулканогенных и интрузивных пород, иногда на контакте с осадочными; к четвертому — хемогенные месторождения (каменная соль, гипс и др.).

К первому типу относятся следующие месторождения. Верхнесилезский угленосный бассейн, расположенный на территориях ПНР и ГДР. В геологическом строении его участвуют отложения девона, выше залегают угленосные образования, сложенные песчанико-сланцевыми и карбонатными породами каменноугольной системы, еще выше располагается комплекс терригенно-карбонатных отложений перми, триаса, юры, мела, песчано-глинистых и хемогенно-карбонатных пород третичной системы. Заканчивается разрез четвертичными накоплениями мощностью более 100 м, среди которых для аккумуляции подземных вод большое значение имеют аллювиальные гравийно-галечниковые отложения.

Гидрогеологические условия месторождений определяются составом пород, особенностями структуры бассейна, взаимосвязью водоносных горизонтов между собой, а также с поверхностными водоемами и водотоками.

В обводнении месторождений бассейна главную роль играют карбонатные породы, менее значительную — средне- и крупнозернистые песчаники рэтского яруса триаса там, где они непосредственно залегают на угленосных отложениях карбона. В этих условиях притоки воды, достигающие 240 $м^3/ч$, сильно осложняют проведение горных работ. На участках гидравлической связи водоносного горизонта карбоновых отложений с высоководоносными

аллювиальными, не отделенными водоупорными породами, возможны прорывы воды в горные выработки. То же самое предполагается и на участках, где с карбонатными породами контактируют третичные отложения, хотя последние и менее водоносны.

Воды, приуроченные к песчаникам каменноугольной системы, характеризуются минерализацией от 1 (в областях питания бассейна) до 150 г/л и более (в глубоких частях структур). Это затрудняет проблему сброса их, а также приводит к осложнениям при работе [231].

Угольные месторождения Люблинского бассейна (Польша), образованные отложениями карбона, юры, мела, и четвертичной системы, характеризуются меньшей обводненностью. Водоносность их определяется трещиноватостью и закарстованностью юрско-меловых карбонатных пород. Мощность продуктивных отложений изменяется от 670 до 1170 м. При проектной глубине шахт 650—1000 м притоки воды в горные выработки определены в размере 600 м³/ч [231].

Угленосный бассейн Ровинари (СРР) сложен песчано-глинистыми отложениями палеоген-неогена мощностью 40—150 м и четвертичными аллювиальными образованиями мощностью до 15 м. По данным Г. Хоросану [131], месторождение отрабатывается карьером, приток воды в который изменяется от 500 до 1700 м³/ч. Близкой к описанной является и обводненность угольных месторождений в Гетикской депрессии, а также на севере Брашовской впадины (в бассейне р. Бараолт).

Значительные притоки подземных вод в горные выработки отмечены при разработке буроугольных месторождений ФРГ и ГДР, сложенных отложениями третичного возраста. Водоносные породы представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой с прослоями глин. Иногда подземные воды внезапно прорываются в горные выработки, что вызывает необходимость проведения дополнительных дренажных работ и постановки постоянного наблюдения за режимом подземных вод.

Бурые угли бассейна Эльбистан (хр. Антитавр, Турция) мощностью около 30 м залегают в толще плиоценовых терригенно-карбонатных, слабоводоносных пород. Фактором, осложняющим отработку месторождений является возможность значительных притоков подземных вод из соседнего карстового массива Кызылдаг при более широком развитии фронта работ в карьерах.

Месторождение лигнитов Нейвели (Индия) приурочено к песчано-глинистым отложениям кайнозоя мощностью около 120 м, мощность пласта лигнитов составляет 15 м. Водоносные пески, залегающие ниже лигнитов и отделенные от последних прослоем глин, дают притоки воды к скважинам, дренирующим карьер, в размере 1365 м³/ч, причем дальнейшая разработка пласта лигнитов может повести к увеличению притоков воды.

Кайнозойское месторождение лигнитов Дан-Сентер в Северной Дакоте находится в благоприятных гидрогеологических условиях, притоки воды в горные выработки невысокие. Бокситовое место-

рождение Юфола, в штате Алабама, сформировавшееся на закарстованной поверхности карбонатных пород формации Клейтон, перекрытых песками, алевритами и глинами формации Тускахома, характеризуется значительной обводненностью, притоки воды в выработки достигают здесь 400 м³/ч и более.

К второму типу месторождений, связанных преимущественно с разновозрастными карбонатными породами при резко подчиненном значении терригенных, относятся: буроугольное месторождение Надьэдьхауз (ВНР), Болеславско-Олькушские месторождения цинка и олова, а также свинцово-цинковые месторождения Олькушского района (ПНР), месторождение медистых песчаников около г. Мансфельд (ГДР), урановое месторождение Жировский Врх (СФРЮ), ртутное месторождение Ракош (ЧССР), месторождение лигнитов в Аливерион (Греция), золоторудные месторождения Витватерсранда (ЮАР).

Буроугольное месторождение Надьэдьхауз сложено триасовыми доломитами и эоценовыми известняками, в которых залегают угольные пласты. Породы характеризуются слабой водоносностью и трещиноватостью, в связи с чем обводненность месторождения невысокая. Лишь в зонах разрывных нарушений, пересекающих закарстованные доломиты, возможны значительные притоки и внезапные прорывы подземных вод.

Болеславско-Олькушские месторождения цинка и олова сложены доломитами и известняками триаса и юры, между которыми залегает пачка глин мощностью до 100 м, но чрезвычайно не выдержанная по простиранию. В связи с этим подземные воды закарстованных и трещиноватых карбонатных пород двух систем гидравлически связаны между собой и обусловливают высокую обводненность месторождения. Притоки воды в горные выработки достигают 2700 м³/ч.

Аналогичными гидрогеологическими условиями характеризуются свинцово-цинковые месторождения Олькушского района, в которых руды перекрыты мощным водоносным горизонтом в интенсивно закарстованных карбонатных породах триаса, сообщающимся с горизонтом грунтовых вод, а также с рекой. Притоки воды в горные выработки изменяются от 0,6 до 600 м³/ч и более, а максимальные катастрофические достигают 2700 м³/ч.

Обводненность месторождений медистых песчаников около г. Мансфельда определяется развитием закарстованных гипсоносных отложений цехштейна. Карстовый размыв в этих отложениях прослежен на 20 км при разности отметок области питания и разгрузки подземных вод, равной 300 м. Водопритоки в горные выработки превышают 1100 м³/ч.

Обводненность цинковых месторождений Мэлхем (Великобритания) обусловлена развитием в районе сильно закарстованных известняков и наличием в них зон разрывных дислокаций. Хорошая связь известняков с поверхностью создает благоприятные условия для быстрой инфильтрации атмосферных осадков и часто приводит к катастрофическим прорывам подземных вод в горные выработки.

Месторождение урана Жировский Врх связано с зоной надвига, по которой отложения карбона надвинуты на породы триаса. Первые представлены песчаниками, конгломератами, аргиллитами и сланцами, вторые — известняками, доломитами и туффитами. Приток воды на 100 м горизонтальной выработки составляет 57,6 м^3/ч, указывая на его значительность в целом по месторождению.

Ртутное месторождение Ракош приурочено к зоне разлома, выполненной милонитами. Этот разлом разделяет пермские конгломераты и терригенно-карбонатные образования мезозоя. Такое строение месторождения благоприятствует инфильтрации атмосферных осадков, к максимуму выпадения которых, а также к периоду снеготаяния и приурочены наибольшие притоки воды в горные выработки, превышающие 40 м^3/ч. Не исключается возможность катастрофических прорывов воды в результате скопления значительных количеств ее в зоне разлома, в связи с чем указывается на необходимость проведения дренажа месторождения [224].

Участок месторождения лигнитов Аливерион (о-в Эвбея) в основании сложен домезозойскими сланцами, кристаллическими известняками и мраморами, на которых залегают интенсивно закарстованные и тектонически нарушенные известняки мезозоя мощностью более 1000 м [80]. На неровной поверхности последних залегают пачки лигнитов, отделенные от известняков глинами мощностью от долей метра до 100 м и более. Мощность лигнитовых пачек до 60 м, вмещающих их песчаников и ракушечников 20—200 м. Добыча лигнитов с обрушением кровли вызвала интенсификацию притоков воды в горные выработки, в том числе и со стороны моря, с которым гидравлически связаны подземные воды острова. В частности, на наличие такой связи указывает увеличение хлора в подземных водах с 1,35 г/л в начале эксплуатации до 11,5 г/л после некоторого периода эксплуатации месторождения. Дебиты отдельных струй воды изменялись от 35 до 60 м^3/ч, при катастрофических прорывах возрастали до 900 м^3/ч.

В геологическом строении района золоторудных месторождений Витватерсранда участвуют отложения доломитовой серии протерозоя, разбитые комплексом сиенитовых даек меридионального простирания на отдельные блоки площадью от 20 км^2 до нескольких сотен квадратных километров. Эти дайки, представляющие собой водоупорные барьеры, препятствующие развитию депрессионных воронок при осушении, в значительной степени определяют особенности гидрогеологических условий отработки месторождений. Самой крупной золотодобывающей шахтой района и мира является Уэст-Дрифонтейн, она же является и самой обводненной. Приток воды в шахту за период 1955—1969 гг. изменялся от 1326 до 5700 м^3/ч [240]. В 1968 г. после внезапного катастрофического прорыва приток достигал приблизительно 16,2 млн. м^3/ч. Объем воды в трещинах, порах и полостях доломитового горизонта, за счет которого обводняется шахта, на участке Бэнк, где имел место указанный прорыв, рассчитанный с применением модели неста-

бильного состояния Тейса, для площади 156 км², ограниченной дайками, определен в $2 \cdot 10^9$ м³.

Высокой обводненностью характеризуются также рудники Медного пояса Катанги. Геологическое строение одного из участков пояса видно из рис. 28. Рудное тело расположено между двумя

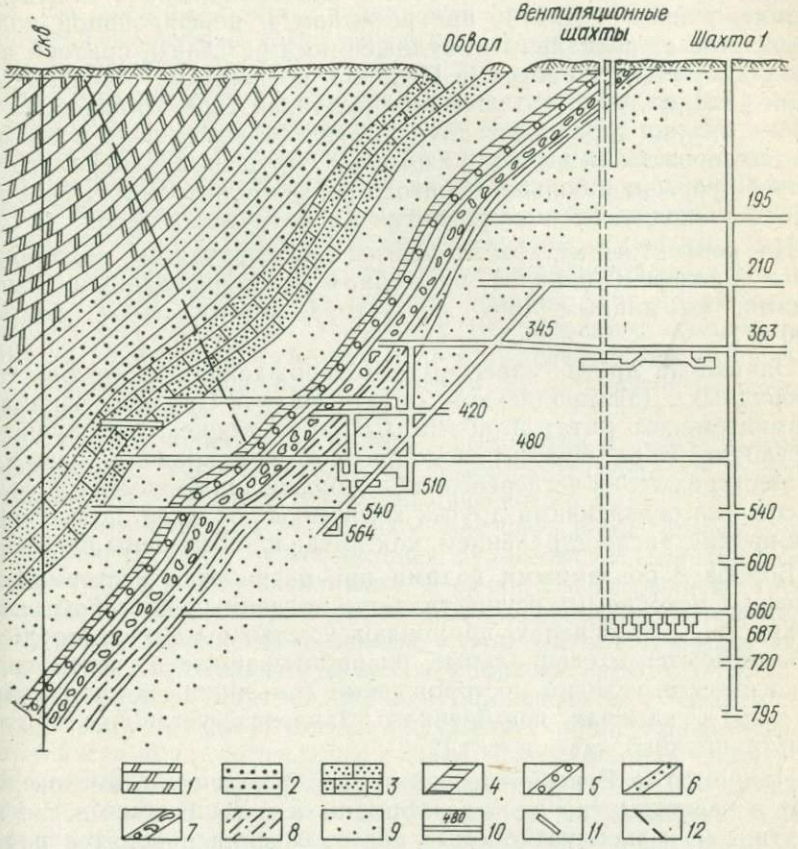


Рис. 28. Схематический геологический разрез южного участка рудного поля Бэнкрофт (Замбия) в докембрийских отложениях [226]:

1 — закарстованные доломиты Верхнего Роана; *2* — сланцы с гравелитами; *3* — водоносный горизонт кровли; *4—9* — серия Катанга (*4* — рудные сланцы; *5* — конгломераты Футволл; *6* — песчаники; *7* — конгломераты; *8* — глинистые песчаники; *9* — кварциты); *10* — горизонт и его отметка; *11* — уровень воды в различных водоносных горизонтах на 30/IX 1971 г.; *12* — предполагаемое направление трещиноватости

водоносными горизонтами, выше которых находится мощная толща интенсивно закарстованных и трещиноватых доломитов Верхнего Роана. По данным Дж. Риджкена и Дж. Клаттена [226], рудники Конкола являются самыми водообильными в Медном поясе и вторыми по обводненности в мире. Объем воды, откачиваемой из рудников в 1972 г., оценивался в 19 тыс. м³/ч.

Обводненность месторождений третьего типа, связанных с метаморфическими, интрузивными и вулканогенными породами, обусловлена трещиноватостью последних, развитием на участках оруденения зон разрывных нарушений, а также особенностями более молодых пород, перекрывающих эти участки.

Так, на одном из сидеритовых месторождений Рожнявского рудного района (ЧССР), приуроченном к порфироидной толще, перекрытой аллювиальными отложениями р. Сланы, притоки воды незначительные. Наоборот, в Испании, по данным Р. Фернандеса-Рубио [92], на полиметаллических рудниках Тере, Линарес Ла Каролина, Мария в районе г. Мурсии, где большую роль в структурах месторождений играют разрывные нарушения, отмечались внезапные прорывы и большие притоки воды. Полиметаллическое оруденение находится в поле развития магматических пород.

На контактово-метасоматическом железорудном месторождении в Алькифе (Гранада), сложенном мраморизованными известняками, по данным того же автора, приток воды достигал 1800 м^3/ч.

Однако на других известных месторождениях этого типа: железорудных Даялирадисхара (штат Мадхья-Прадеш, Индия) и Бирмингемском (штат Алабама, США), а также золоторудном — Ватукоула (о-ва Фиджи) водопритоки, как правило, невысокие

Месторождения четвертого типа, образованные каменной солью, гипсом или скоплениями других хемогенных осадков, пользующихся широким распространением, как правило, обводнены слабо.

Борьба с подземными водами при разработке месторождений полезных ископаемых осуществляется подземным способом и с поверхности. С этой целью применяют комплекс методов, среди которых имеются и специальные, разрабатываемые с учетом гидрогеологических условий месторождений (инъекция, замораживание, бурение в камерах повышенного давления, установка противофильтрационных завес и т. д.).

Например, в Венгрии основные месторождения бокситов залегают в карстовых породах гор Баконь, в связи с чем многие перспективные и эксплуатируемые месторождения находятся под угрозой прорыва карстовых вод. Объем откачиваемых вод на 1 т боксита достигает 61 м^3, т. е. чрезвычайно высок.

Для борьбы с такими притоками проведены водопонижающие мероприятия и детальные исследования и наблюдения для получения данных, необходимых для моделирования процессов, установления возможных участков прорыва воды и планирования мероприятий по предотвращению таких прорывов. Предложен показатель степени опасности прорыва — удельная мощность защитного пласта $M_{уд}$, представляющая собой отношение мощности пород, оказывающих защитное действие к гидростатическому давлению. Приняты следующие градации его (в м$\cdot 10^{-1}$ см^2/н): отсутствие опасности или низкая степень ее >2; средняя 1—2; высокая <1 [122].

Большой объем работ по борьбе с притоками и прорывами воды осуществляется на буроугольных месторождениях ГДР, где коэффициент водообильности по некоторым угольным полям достигает 15 $м^3/т$. В связи с неглубоким залеганием угольных пластов здесь перешли от подземного осушения к дренажу с поверхности с помощью водопонижающих скважин средней глубиной 80 м. На месторождении Лаузице для оценки водопритоков и их изменений во времени были поставлены воднобалансовые исследования на участке среднего течения р. Шпрее, которыми было установлено, что до 58% объема осадков идет на пополнение запасов подземных вод, чем и объясняются огромные водопритоки в буроугольные карьеры. Подсчеты водопритоков и условий водопонижения в настоящее время осуществляются с помощью ЭВМ. Предложены новые уравнения для их расчетов и моделирования [136].

Для борьбы с огромными прорывами воды, имевшими место в шахтах Мансфельдского района, сопровождавшимися их затоплением и гибелью людей, при прогнозировании этих прорывов специалисты ГДР, как и специалисты ВНР, обращают основное внимание на изучение опасных зон и на определение водоудерживающей способности водоупоров с учетом их мощности, положения и состава.

Кроме того, ожидаемый приток в выработки рассчитывается по коэффциентам водообильности, с помощью аналоговых методов, метода водного баланса, гидродинамического и др.

На упоминавшемся лигнитовом месторождении Аливерион на о-ве Эвбея (Греция) отмечавшийся огромный водоприток поставил шахту под угрозу затопления. В связи с этим были построены главная и вспомогательная дамбы, выполнены обшивка и цементация штреков для их герметизации, огромный объем работ по откачке воды. Для предупреждения прорывов рекомендовано на опасных участках выемку лигнита производить с сохранением страховочных целиков, так как обрушение кровли приводит к неустойчивости пород и усилению гидростатического давления.

На лигнитовых разработках в бассейне Мотру (СРР) для дренажа месторождений успешно применялся метод поглощающего бурения. В разрезе месторождения преобладают песчаные слои, проницаемость которых выше проницаемости горизонта кровли, что позволило за короткий срок провести снижение воды до уровня равновесия и применить этот опыт на многих шахтах бассейна.

Для месторождений Польши, в частности, угольных, разрабатываемых открытым или шахтным способом, считается рациональным осушать их системой дренирующих скважин. Сконструированная для этого осушительная система в гидравлическом отношении должна обеспечить: полное использование зон с наименьшими фильтрационными сопротивлениями в качестве естественных дрен, находящихся в горных породах; сооружение скважин, забирающих подземные воды из горных пород способом, предохраняющим от возникновения турбулентных течений в их окружении и фильтре; применение минимального числа осушительных скважин с возмож-

но бо́льшим дебитом, работающих в течение относительно короткого времени в период строительства шахты и обеспечивающих достаточную степень осушения (снятия гидростатических давлений).

В ФРГ наиболее распространенными способами водопонижения являются открытый водоотлив, вертикальный дренаж, установки вакуумного понижения и др. Выбор того или иного метода определяется особенностями гидрогеологических условий и экономикой.

Осушение месторождения лигнитов в Нейвели (Индия) осуществляется с помощью водопонизительных скважин. Для выбора рациональной конструкции последних опробовались щелевые фильтры с открытыми отверстиями, мостообразными, блочными фильтрами Хагуста, Джонсона, Эшфорда и др.

Колоссальные водопритоки на упоминавшейся выше шахте Уэст-Дрифонтейн (ЮАР) нанесли огромный ущерб. В связи с этим на месторождении был проведен комплекс исследовательских работ, сопровождавшихся бурением большого числа наблюдательных скважин и моделированием процессов.

В Замбии, на медных рудниках Конкола, также характеризующихся весьма высокой обводненностью, для борьбы с водопритоками применялись два метода: 1) из дренажных квершлагов на участках, где доломитовые породы кровли наименее водоносны, бурили горизонтальные скважины, позволяющие, не уменьшая размеров последних удалять обломки и шлам; 2) через породы кровли проходили квершлаги, а в водоупорной формации сланцев создавали камеры, из которых бурили дренажные скважины в доломиты Верхнего Роана. Второй метод оказался более эффективным.

Большие работы по борьбе с обводненностью месторождений полезных ископаемых проводятся в США и Канаде. Изучение химического состава подземных вод, осуществлявшееся на некоторых месторождениях одновременно с разработкой, позволило установить наличие вертикальной зональности в распределении их минерализации. Особенно четко последняя проявляется на угольных месторождениях.

Так, например в Шленско-Краковском бассейне, по данным А. Клечковского и З. Вилька, минерализация подземных вод продуктивной толщи на глубине 150—200 м составляла 20 г/л, а на глубине 500—700 м увеличилась до 180 г/л. Состав воды при этом изменился с хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого на хлоридный натриевый. На севере бассейна, в пределах Шленско-Краковской возвышенности, на аналогичной глубине 700 м минерализация воды соответствовала 111 г/л, состав хлоридный натриевый.

Аналогичная зональность выявлена на площади центрального угленосного поля Люблинского бассейна. Здесь до глубины 150 м в отложениях верхнего мела распространены гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,25 г/л, ниже — до глубины около 700 м в отложениях среднего мела и юры минера-

лизация подземных вод возросла до 2,5 г/л, в породах вестфальской серии карбона в интервале 670—1000 м она колебалась в пределах 1,2—4,3 г/л, а на глубине 1000—1300 м — в отложениях намюра — 17,6—65 г/л. Состав воды в пределах указанных глубин последовательно менялся с гидрокарбонатно-хлоридного натриевого на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый. Кроме вертикальной, в породах бассейна отмечается горизонтальная зональность, прослеживающаяся по падению пластов с востока на запад, согласно с направлением движения подземных вод.

Прямая вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод установлена на Добруджанском угольном месторождении (НРБ), в Шурском и Иббенбюренском угольных бассейнах (ФРГ), в Остравско-Карвинском бассейне (ЧССР), в угленосных отложениях центральной части Пелопоннеса (Греция) и др.

Большое внимание зарубежные исследователи уделяют проблеме формирования кислых вод угольных месторождений, которые с каждым годом все в больших объемах извлекаются на поверхность земли и сбрасываются в речные или озерные бассейны либо в грунтовые воды и загрязняют их. Этой проблеме посвящены исследования И. Барнса и Ф. Кларка, К. Мукерджи, Д. Марьяновича, Т. Керни и Р. Фроста, И. К. Олдермена и У. М. Смита [22], Р. Фроста [98] и др.

Большинство авторов пришло к выводу, что формирование этих вод связано главным образом с тем, что пирит окисляется меньше марказита и некоторых других сульфидов в результате взаимодействия с ними метеорных вод, обогащенных кислородом. По их представлениям, на первой стадии окисления пирита преобладают химические реакции, в связи с чем образуются сульфаты железа и серная кислота, при этом pH понижается до 1,5. На второй стадии реакции активную роль играют бактерии, окисляющие элементарную серу, образующуюся при промежуточной реакции взаимодействия двуокиси серы и сероводорода, до серной кислоты. На третьей стадии происходит распадение конечных продуктов бактериального воздействия.

По мнению многих авторов, кислые воды образуются не сразу в забое действующих выработок, а, как правило, в заброшенных выработках. Требуется несколько месяцев или год для того, чтобы в обнажившихся слоях породы, подвергшихся воздействию обогащенных кислородом вод, начались процессы преобразования сульфидов и формирования кислых вод. Этот вывод хорошо согласуется с примером формирования типичных кислых вод в районе крупных угольных складов близ Лондона. Минерализация этих вод достигает 11,6 г/л, железа в них содержится 60 мг/л, а pH составляет 2,5.

Интенсивность процесса образования кислых вод зависит от степени обогащенности пород сульфидами, количества серы в углях, режима выпадения и инфильтрации осадков и наличия карбо-

натных пород в разрезе месторождений, нейтрализующих данный процесс.

Исследования, проводившиеся при откачке воды из затопленной шахты в районе Дарема (Великобритания), с целью прогнозирования масштабов загрязнения речных вод, показали, что со временем концентрация железа в этих водах уменьшается. Р. Фрост [98] доказал, что между содержанием железа в откачиваемой воде, продолжительностью откачки и объемом откачанной воды существует определенная зависимость. Он пришел к выводу, что уменьшение концентрации железа лимитируется скоростью диффузии продуктов окисления пирита, полупериод ее уменьшения оценен им в 350 дней.

Кислые воды широко распространены в районах угольных месторождений Аппалачей (США). По данным И. Олдермана и У. Смита [22], здесь имеется 5700 ручьев и других потоков, которые выносят из отработанных и закрытых угольных шахт около 5443 т/сут серной кислоты. В целях предохранения окружающей среды было предложено извлекать из кислых вод железо, марганец, серную кислоту и другие компоненты с одновременной очисткой воды.

Подземные воды, взаимодействуя с рудными телами месторождений полезных ископаемых, выщелачивают их, обогащаясь при этом характерными для соответствующих руд элементами и образуя в районе месторождений водные потоки или ореолы рассеяния этих элементов. Заружебные исследователи уделяют большое внимание изучению химического состава подземных вод, причем не столько с целью поисков новых рудных тел или месторождений, сколько в аспекте предохранения окружающей среды от загрязнения.

Подземные воды описанного выше ртутного месторождения Ракош (ЧССР) с минерализацией от 0,2 до 1,11 г/л и сульфидным магниево-кальциевым составом содержат (мг/л): окиси марганца от 0,1 до 16,3, свинца 0,015, цинка 0,007 и железа до 20. В других районах Чехословакии (Пили и Трибец), где известны проявления сульфидного оруденения, в подземных водах отмечаются повышенные содержания сульфатов, а из микрокомпонентов — молибдена, свинца и цинка. Высокие концентрации рудных элементов в подземных водах установлены в районе полиметаллического месторождения Каньяк, близ г. Кутна-Гора. По данным В. Зика [298], в этих водах определено (мг/л): железа до 997, цинка 5815, меди 176, марганца, 176, мышьяка 905, алюминия 43, свинца 3, бериллия 0,072, лантана 0,026; состав воды сульфатный железисто-цинковый. За пределами ореола подземные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый состав и минерализацию в пределах 0,56—2,07 г/л.

Наличие значительных количеств цинка, меди, железа и других микрокомпонентов зафиксировано в рудничных водах сидеритового месторождения Ленчица (ПНР).

Примеры формирования водных ореолов рассеяния микроэлементов, связанных с проявлениями рудной минерализации, имеются не только в указанных странах Европы, но и в других, а также в Азии, Африке, Америке, Австралии. Токсичные элементы этих ореолов (свинец, мышьяк, фтор, уран и многие другие), скапливаясь в количествах выше норм, установленных для питьевых вод, отрицательно влияют на подземную воду как на один из элементов природной среды и затрудняют использование их для целей водоснабжения.

Тем не менее в некоторых высокоразвитых странах, ощущающих нехватку пресных вод, несмотря на отмеченные недостатки, шахтные и рудничные воды после соответствующей подготовки используются для различных хозяйственных нужд.

Так, например, годовая потребность ГДР в пресной воде составляет $8 \cdot 10^9$ м^3, объем воды, откачиваемой на предприятиях по добыче бурого угля, за тот же период оценивается в $1{,}2 \cdot 10^9$ м^3, т. е. является весьма высоким. Эти воды после очистки от механических примесей, обезжелезивания и нейтрализации в ряде случаев используются для питьевого водоснабжения и орошения земель [136].

Шахтные и рудничные воды широко используются также в народном хозяйстве Польши в северо-восточной части Верхнесилезского бассейна в связи с ежегодно возрастающей потребностью в пресных водах. По данным З. Вилька и др., по этой причине потребление питьевых вод в указанном районе вследствие централизованного водоснабжения за период 1957—1961 гг. существенно уменьшилось. В других частях бассейна эти воды залегают более глубоко, обладают повышенной минерализацией и для того, чтобы их можно было использовать в практических целях, необходимо предварительное обессоливание. В результате проведения соответствующих опытов по опреснению шахтных вод были даны рекомендации о их более интенсивном использовании.

Во Франции для питьевого и промышленного водоснабжения уже несколько десятилетий широко используются откачиваемые из шахт подземные воды вогезских песчаников триаса, перекрывающих угленосные отложения карбона. В последние годы с этой же целью начали применять подземные воды, скапливающиеся в отработанных пространствах железорудных месторождений Лотарингии.

По данным П. Шазо [57], из угленосных отложений Лотарингского бассейна откачивается 204 млн. м^3/г, из них для целей питьевого водоснабжения расходуется около 14 млн. м^3 и для промышленных нужд 31,5 м^3, что в совокупности составляет около 22% от общего количества откачиваемых вод. Остальные воды сбрасывают в поверхностные водоемы или закачивают в глубокие горизонты. В районе железорудных месторождений Лотарингии около 30% откачиваемых на рудниках вод используется для питьевого и промышленного водоснабжения.

Широко используются шахтные и рудничные воды для технического и питьевого водоснабжения в США. Здесь еще в 1967 г. начала осуществляться программа исследования шахтных вод и их использования, разработанная геологической службой страны.

Достаточно остро проблема утилизации шахтных вод стоит в Венгрии. Положительное решение ее сдерживается наличием в этих водах значительных количеств железа, марганца, их высокой минерализацией и жесткостью. Венгерскими специалистами даны рекомендации по очистке этих вод с целью использования их для водоснабжения и промышленных нужд.

Как отмечалось выше, длительная отработка месторождений, часто сопровождающаяся откачкой значительных объемов подземных вод и подъемом на поверхность огромных масс горных пород, вызывает изменения в ландшафте районов, гидрологическом режиме поверхностных водоемов и водотоков, а также в гидрогеологических условиях.

В 1977 г. в г. Кардифф (Великобритания) состоялась международная конференция, всесторонне обсуждавшая проблему изменения гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории под влиянием разработки угольных месторождений [166].

Р. Хатчингс и др. подробно охарактеризовали деформации земной поверхности в районе разработок бурых углей в долине р. Латроб (Австралия) на площади около 100 км^2. Интенсивное водопонижение в карьере привело к просадкам и другим деформациям поверхности.

Оседание земной поверхности, достигающее 60% мощности отработанного пласта углей, зафиксировано в районе угольных разработок около г. Джонстон (США), осуществлявшихся в период 1890—1930 гг. Оно сопровождалось образованием *рва сдвижения,* вызвавшего разрушение зданий и спортивных сооружений. Ожидаются дальнейшие деформации поверхности.

В районе угольного карьера Хорси, около Ньюкасла (Великобритания), после прекращения эксплуатационных работ повысился уровень грунтовых вод в отвалах, вызвавший серьезные деформации вскрышных пород.

Серьезные деформации поверхности и изменение гидрогеологических условий наблюдаются в районе угольных разработок Лаузица и медных руд Мансфельда (ГДР).

Понижение уровней подземных вод с образованием крупных воронок депрессии, провалов поверхности с одновременным ухудшением качества поверхностных вод зафиксированы на площади угольных разработок Верхнесилезского бассейна и во многих других областях Польши.

По данным Р. Фернандес-Рубио [92], в районе шахт Мина Кастилья в Гвадалахаре и Алькифа в Гранаде (Испания) под влиянием длительных и непрерывных откачек отмечается значительное снижение пьезометрических уровней на больших территориях, в районе железорудного месторождения Алькифа на глубину до 100 м.

В ФРГ в нижнем течении Рейна в последние десятилетия под влиянием осушения угольных месторождений резко снизился уровень грунтовых вод, получили широкое развитие процессы вертикальной эрозии русла реки, ухудшились условия водоснабжения в результате использования подземных вод.

В США (штат Северная Каролина) на месторождении фосфоритов в приморской равнине вследствие интенсивной откачки подземных вод при осушении карьера произошло вторжение морских вод в водоносный горизонт, воды которого до этого употреблялись для питьевого водоснабжения и орошения земель. В результате произошло резкое ухудшение качества подземных вод.

Подобные примеры можно перечислять бесконечно, но и приведенных достаточно для того, чтобы показать масштабы изменений окружающей среды, происходящих под влиянием разработок месторождений.

Охрана подземных вод от истощения и загрязнения — одна из основных проблем современной гидрогеологии. Для сохранения запасов подземных вод расход их должен уравновешиваться пополнением. В том случае, когда в течение долгого времени отток или отбор превышает пополнение, наступает перегрузка водоносного горизонта или его истощение. Последнее фиксируется развитием депрессионных воронок на участках водозаборов подземных вод или ухудшением качества последних вследствие подтягивания к водозаборам глубоких, как правило, более минерализованных подземных вод. Примеров истощения запасов подземных вод под влиянием их интенсивного отбора за рубежом множество.

Большое число их отмечено в разделах о режиме подземных вод, шахтной и рудничной гидрогеологии, интрузии морских вод в пресные подземные воды. Состояние проблемы и методы восполнения запасов пресных подземных вод также рассмотрены в специальном разделе. Поэтому эта часть (истощение) общей проблемы охраны подземных вод здесь не рассматривается. Отметим лишь, что восполнение сработанных запасов подземных вод на участках водозаборов, помимо метода закачки в водоносный горизонт пресных поверхностных вод, подробно охарактеризованного в соответствующем разделе, возможно также за счет изменения режима водоотбора, путем его ограничения. Вопрос этот, в частности, освещен Р. Муллом [190], выделившим несколько групп ограничений (естественные, технические, биологические, медико-гигиенические, эстетические и др.), сопроводив их примерами. Так, было указано, что благодаря прекращению откачки в долине р. Санта-Клара (США) уровень напорных вод за 8 лет был восстановлен на 30 м, скорость оседания земной поверхности резко сократилась, а к концу периода наблюдений поверхность начала постепенно подниматься.

Таким образом, в настоящем разделе обсуждается лишь вторая часть проблемы — охрана от загрязнения пресных подземных вод, являющихся ценнейшим полезным ископаемым на Земле, важным и подчас единственным источником питьевого водоснабжения.

Терминология и факторы загрязнения. В зарубежной литературе в классификации видов загрязнения подземных вод различаются два понятия — загрязнение и заражение. Загрязнение — это наиболее общий термин, который включает заражение как тип загрязнения.

Загрязнением считается ухудшение качества воды под влиянием химических веществ, тепла или бактерий до такой степени, что, хотя и не всегда создает угрозу для здоровья человека, но влияет неблагоприятно на использование воды в быту, сельском и комму-

нальном хозяйстве или в промышленности. Заражение означает ухудшение качества воды путем химического или бактериального загрязнения, создающее опасность отравления или распространения заболеваний среди населения. Некоторые зарубежные исследователи загрязнением считают введение человеком посторонних веществ в круговорот воды, которое является желательным или нежелательным, сознательным или несознательным, прямым или косвенным. Имеются и другие определения этого понятия.

Загрязнению подвержены прежде всего пресные подземные (грунтовые) воды, залегающие близко к поверхности земли, в зоне активного водообмена, и сравнительно слабо защищенные от проникновения загрязняющих веществ.

К опасным загрязнителям подземных вод относятся: бытовые и промышленные сточные воды, нефть и нефтепродукты, сельскохозяйственные возвратные стоки (пестициды, отходы животноводства, минеральные удобрения), твердые отходы использования природных ресурсов или отходы промышленных производств. Заражение пресных вод может происходить в результате загрязнения перечисленными стоками и отходами, органическими веществами, связанными с переработкой пищи и отходами лесной промышленности, радиоактивными и минеральными продуктами металлообрабатывающей, горнорудной, нефтяной и химической промышленности.

Серьезным фактором загрязнения подземных вод, отсутствующим в указанной классификации, являются атмосферные осадки, изучению химического состава которых посвящено много исследований. В атмосферных осадках определены значительные концентрации углеводородов, соединения серы, фосфора, азота, а также тяжелые металлы и прочие микрокомпоненты, которые частично попадают в грунтовые воды.

Примеры загрязнения подземных вод. Существует множество примеров загрязнения подземных вод искусственными нечистотами. Остановимся на характеристике некоторых из них.

С. Уоррен [281] описал бактериальное загрязнение подземных вод мелового комплекса на Бурхэмском водозаборе в графстве Суссекс (Великобритания). Установлено, что источником загрязнения является система канализации, устроенная в указанном комплексе. Наблюдения показали, что интенсивность проявления загрязнения находится в тесной зависимости от уровенного режима подземных, а также поверхностных вод, текущей рядом реки. Периодам подъема уровней соответствуют максимальные содержания колиморфных бактерий в подземной воде, периодам спада — наименьшие.

Бактериальное загрязнение подземных вод отмечается также на Арунском водозаборе, каптирующем воды меловых отложений и расположенном на берегу оз. Свэнборн. Оно выразилось в появлении в водопроводной системе нитевидных водорослей, проникших сюда по трещинам из озера в результате эксплуатации водозабора.

В районе одного из промышленных предприятий Великобритании вследствие утечки технологических и сточных вод подземные воды меловых отложений участка водозабора оказались загрязненными органическими веществами (кетонами, спиртами), натрием и калием. После ремонта канализационных труб и емкостей, в которых хранились органические растворы, и откачки подземных вод, продолжавшейся больше года, загрязнение заметно снизилось.

Известен случай загрязнения подземных вод промышленными сточными водами, сбрасываемыми в отработанный гравийный карьер в Норфолке (Великобритания). Здесь, так же как и в предыдущем случае, под ледниковыми залегают водоносные меловые отложения, воды которых используются для водоснабжения. Загрязнение фиксируется повышенными содержаниями фенолов, хлоридов и бромидов, образовавших достаточно большой ореол. За период исследований загрязнение продвинулось на 160 м по горизонтали и от 6 до 9 м по разрезу.

Загрязнение подземных вод сточными водами населенных пунктов установлено в Моравском карсте (ЧССР). В этом районе (в системе р. Ржички, имеющей на большом протяжении подземный поток) обнаружено 78 видов насекомых, моллюсков и ракообразных, под влиянием которых осуществляется активное разложение загрязняющих веществ. Загрязнение области питания реки часто превышает допустимую норму, определяемую законодательством.

В Австралии известен случай ухудшения качества подземных вод в связи с отработкой месторождений полезных ископаемых. По данным Р. Херберта (128), на левобережье р. Гатер дражным способом добываются рутил и циркон. Грунтовая вода аллювиальных отложений реки, имеющих мощность около 15 м, используется для питьевого водоснабжения. Разработка ведется на глубину до 6 м. В результате работ на участке активизируются биологические процессы и повышается содержание железа. Так, за пределами производства горных работ минерализация грунтовой воды составляет 100 мг/л, а содержание железа не превышет 1 мг/л. На разрабатываемой площади содержание железа в последние годы повысилось до 60 мг/л, а общая минерализация до 200 мг/л, отмечается бактериальное загрязнение воды за счет ила, накапливающегося небольшим слоем на дне карьера. Указывается, что продолжение разработки месторождения будет способствовать дальнейшему загрязнению грунтовых вод.

Иногда загрязнение подземных вод выражается в повышении их минерализации в процессе эксплуатации водозаборов, причем иногда настолько значительно, что вода становится непригодной для питья. Примеры подобного явления приводились в разделе об интрузии морских вод в пресные подземные воды. Однако подобные явления отмечаются и в других районах земного шара, в частности в Великобритании и Нидерландах.

Большую роль в загрязнении подземных вод играют разного рода свалки мусора, отвалы, складские хранилища минерального сырья и др.

Х. Экслер [90] изучал загрязнение подземных вод под одной из свалок в Южной Баварии. Основываясь на измерении температуры недр, электропроводности и на данных о составе подземных вод, он пришел к заключению, что загрязнение подземных вод бытовыми и промышленными отбросами может распространяться на значительную глубину. Указанная свалка имеет площадь 153 тыс. м^2 и объем отходов около 4 млн. м^3. Прямого контакта последних с подземными водами нет. Породы в районе свалки представлены ледниковыми песчано-гравийными образованиями мощностью 3—5,7 м, мощность обводненной части их изменяется от 0,4 до 3,97 м. Откачка из скважины показала интенсивное загрязнение подземных вод до глубины 8 м. Содержание хлора в воде повысилось с 34 до 453 мг/л, аммония соответственно — с 0,9 до 275 мг/л, окисляемость — с 25 до 590 мг/л. Зона загрязнения прослежена более чем на 3 км вниз от свалки и на 0,8 км — вверх от нее. Относительно неширокий фронт загрязнения уменьшается по мере удаления от свалки. Автор считает, что устройству новых свалок должно предшествовать тщательное изучение гидрогеологических условий местности и прогнозирование накопления загрязнителей в подземных водах.

Загрязнение подземных вод в результате выщелачивания твердых отходов отмечается в южной части Эссекса (Великобритания) в индустриальном районе дельты р. Темзы. Здесь эти отходы в течение многих лет размещались в старых меловых или гравийных карьерах, расположенных недалеко от водозаборных скважин. В них, в частности, складировались отходы литейного производства (содержащие 21% меди и 19% цинка), производства фосфорной кислоты, а также отходы, содержащие значительные количества мышьяка. Указывается, что накопление ядовитых компонентов в подземных водах хотя и медленно, но постоянно увеличивается и распространяется на большие расстояния. Исследователи возражают против существующего мнения о том, что твердые токсические отходы производства представляют меньшую угрозу загрязнения подземных вод, чем, например, слив бензина в гаражах и бытовые свалки. В связи с этим Департамент окружающей среды учредил на Британских островах специальную службу, которая изучает изменение качества подземных вод в районе свалок.

В Южном Варвикшире (Великобритания) загрязнение подземных вод вызвано растворением соли, хранящейся на складе соленосных пород, предназначенных для дорожного строительства. Указанное загрязнение установлено по данным анализов воды, отобранной из скважины, расположенной недалеко от склада, откачивающей воду из куперских песчаников, залегающих на глубине около 27 м. Наблюдениями за составом воды, проводившимися в период 1963—1972 гг., установлено повышение общей минерализации, а также содержания хлора с 30 до 375 мг/л.

В ГДР, по данным Г. Мильде [182], пробы грунтовых вод в районах отвалов, состоящих из свинца, цинка и руды, были взяты в 40 пунктах. Установлено, что содержания некоторых элементов

в этих водах в несколько раз превышали стандарты, рекомендуемые Всемирной Организацией Здравоохранения для питьевых вод. Так, например, кадмия содержалось больше в 5 раз, меди — в 12 раз, железа — в 38 раз, марганца — в 34 раза, свинца — в 14 раз и цинка — в 8 раз.

На территории земли Рейнланд-Пфальц насчитывается более 5000 мусорных отвалов. Основными факторами, влияющими на возможность загрязнения подземных вод бытовыми, промышленными и другими отходами, являются гидрометеорологические условия, топография местности, гидрогеологические особенности ее, способы складирования мусора и др. Отмечена важная роль физических, химических и биологических процессов, происходящих в зоне аэрации, изменение качественного состава и температурного режима грунтовых вод.

В Финляндии в 1974 г. имелось около 1000 свалок, в том числе 53 состоящих из отходов промышленности. Процессы разложения последних и вымывания из них вредных веществ ведут к загрязнению нижележащих грунтов и ухудшению качества подземных вод. Необходимо планировать размещение свалок, при этом следует прогнозировать возможное влияние их на изменение качества подземных вод, особенно грунтовых. Г. Мильде [182] рекомендует склады твердых отходов концентрировать в относительно небольшом числе мест, но последние должны быть более упорядоченно расположены. Перед постройкой складов необходимо провести детальные гидрогеологические исследования, а в последующем — непрерывный контроль за качеством подземных вод в районе.

В загрязнении подземных вод, особенно грунтовых, велика роль пестицидов, минеральных удобрений, а также отходов животноводства и других веществ, используемых в сельском хозяйстве.

В 1975 г. мировое производство пестицидов составляло 1,25 млн. т препаратов, из них более половины приходилось на США. В 1965 г. в США зарегистрировано 60 895 препаратов на основе 900 индивидуальных соединений, в ФРГ — 1357 препаратов, в Канаде — свыше 1000, в Великобритании — около 200 и в Австрии — до 300.

Б. Кролл [66] считает, что предположение о широко распространенном загрязнении подземных вод пестицидами и гербицидами не имеет подтверждения. Он указывает, что этот вывод находится в противоречии с фактом наличия хлорорганических пестицидов практически во всех видах поверхностных вод. По его мнению, пестициды и гербициды не представляют опасности для окружающей среды, за исключением случаев использования соединений, обладающих повышенной растворимостью, особенно в периоды сильных ливней. Наибольшая угроза окружающей среде возникает от неправильного применения пестицидов, сброса неиспользованных химикалиев и их жидких растворов, опорожнения контейнеров с химическими соединениями и т. д.

Однако, судя по многочисленным публикациям зарубежных ученых, это мнение Б. Кролла не находит подтверждения. Почти

все исследователи считают, что пестициды и другие сельскохозяйственные удобрения играют огромную роль в загрязнении подземных вод.

Основным источником загрязнения последних являются сельскохозяйственные угодья, обрабатываемые ядохимикатами, особенно в районах орошаемого земледелия. Здесь наиболее благоприятные условия для быстрой миграции создает сеть оросительных и дренажных каналов, скважин вертикального дренажа, колебание уровня грунтовых вод и т. д. Причиной загрязнения может быть неправильное хранение, утечки на производствах, выпускающих ядохимикаты, или сброс их со сточными водами, а также инфильтрация загрязненных поверхностных вод в подземные воды. Опасность загрязнения подземных вод пестицидами зависит от их химической природы (растворимость, сорбируемость, устойчивость), гидрогеологических условий, масштабов применения.

К наиболее широко распространенным пестицидам относятся хлорорганические соединения, хлорфеноксиуксусные кислоты и их аналоги, фосфорорганические препараты, карбаматы и тиокарбаматы, производные мочевины. Наибольшей устойчивостью, наряду с выраженными кумулятивными свойствами, а также высокой токсичностью обладают пестициды, относящиеся к хлорорганической группе. Фактически хлорорганические пестициды обнаруживаются во всех объектах окружающей среды, в то время как другие ядохимикаты фиксируются в местах их применения. Поэтому большинство публикаций содержит информацию о загрязнении вод представителями хлорорганических пестицидов. Ввиду ничтожной растворимости многих из них полагаются, что основной перенос их в водной среде осуществляется поверхностным стоком на взвешенных частицах почвы. Загрязненность поверхностных вод суши и морей этими ядохимикатами во многих странах систематически контролируется и достаточно хорошо изучена. Приводятся средние данные о содержании ДДТ в различных объектах.

Средние уровни загрязнения хлорорганическими пестицидами для вод пресных и морских водоемов соответствуют 0,0001 и 0,001 мкг/л. Растворимость хлорорганических пестицидов соответствует микрограммовым уровням. Однако предельно допустимые концентрации (ПДК) этих ядохимикатов для источников питьевого водоснабжения на один и более порядков ниже величин их растворимости. Поэтому опасность загрязнения этими препаратами подземных вод реальна, несмотря на защитный эффект грунта.

Информации о загрязненности подземных вод пестицидами значительно меньше. Большое внимание в исследовании проблемы загрязнения грунтовых вод пестицидами уделено экспериментальной оценке адсорбции, скорости передвижения и устойчивости пестицидов в почвенных условиях. Д. Тодд и Д. МакНалти [261] приводят данные об известных в США случаях загрязнения грунтовых вод пестицидами. Так, при обследовании в шт. Колорадо (1962 г.) более 225 скважин органические ядохимикаты типа 2,4-Д найдены в грунтовых водах почти четверти скважин. Иточником загрязне-

ния, видимо, явились отходы, которые сбрасывались в котлованы, расположенные в направлении движения грунтовых вод. Отмечаются также случаи присутствия гербицидов в дренажных стоках орошаемых сельскохозяйственных угодий. Одновременно более высокие концентрации были обнаружены в стоках открытых дренажей, где собирались как поверхностные, так и подземные воды. Рассматриваются также примеры загрязнения подземных вод в Колорадо и Техасе при естественном и искусственном восполнении запасов подземных вод поверхностными водами. В 1975 г. исследовано 27 образцов грунтовой воды в Южной Каролине на содержание линдана, альдрина и ДДТ. Глубина скважин от 21 до 70 м. Наибольшие содержание отмечены для ДДТ, средние значения для которого составляли 0,038 мкг/л, для альдрина и линдана соответственно — 0,007 и 0,002 мкг/л. Отмечаются также случаи обнаружения в грунтовых водах эндрина 0,17 и 2, 4, 5-Т $<$ 1 мкг/л, а также прометрина.

В результате обследования систем водоснабжения на юге Калифорнии установлено присутствие пестицидов (ДДТ и продуктов его разложения ДДД и ДДЕ) * не только в поверхностных, но и в грунтовых водах. Источником ДДТ в момент обследования являлась почва, которая ранее обрабатывалась этим препаратом.

Имеются примеры загрязнения подземных вод пестицидами в ФРГ, Израиле и Словакии. В литературе указывается на загрязнение подземных вод в Швабской Юре (ФРГ) вследствие применения линдана. Оно произошло на участке питьевого водозабора, в связи с чем отбор воды пришлось прекратить. Применявшийся пестицид находили в откачиваемой воде в мае 1972 г. в количестве 20 мг/л, в августе — 2,7 мг/л и в марте 1973 г. — 0,8 мг/л, хотя его применение было прекращено в феврале 1972 г. Такую устойчивость линдана в грунтовых водах авторы объясняют плохой сорбируемостью грунта (известняки), хорошей растворимостью линдана в воде и большим периодом его полураспада (около двух лет).

Проникновение в водоносные горизонты микрограммовых количеств хлорорганических пестицидов отмечено в 1974 г. в Израиле. В Словакии в период 1971—1972 гг. было проведено исследование более 150 образцов поверхностных и подземных вод на содержание различных изомеров гексахлорциклогексана, ДДТ и ДДЕ методом ГХ. Содержание ядохимикатов в реках колебалось в интервале 0,01—0,8 мкг/л, в подземных водах 0,02—0,4 мкг/л. Таким образом, несмотря на отсутствие данных о широком загрязнении подземных вод пестицидами, следует полагать, что потенциальная опасность поражения их значительна и для защиты необходим комплекс охранных мероприятий.

---

* ДДД — 4,4-дихлордифенилдихлорметилметан.
ДДЕ — 4,4-дихлордифенилдихлорэтилен.

Г. Мильде [182], изучая опасность, грозящую грунтовым водам в ГДР со стороны средств защиты растений, пришел к следующим выводам:

— внесение средств защиты растений в концентрациях, ведущих к гибели растений даже при благоприятных гидрогеологических условиях залегания, может привести к загрязнению грунтовых вод;

— регулярное применение средств защиты растений на поверхности почвы при мелкозернистых, обладающих хорошей биологической активностью почвах, может способствовать загрязнению также и водоносных слоев;

— в открытых и в некоторых подпорных месторождениях грунтовых вод, располагающихся в рыхлых отложениях на небольших глубинах, следует всегда ожидать присутствия в них средств, внесенных для защиты растений. Эти сведения должны найти отражение в размещении зон охраны подземных вод.

Большое влияние на ухудшение качества подземных вод оказывают минеральные удобрения, вносимые на поля при сельскохозяйственных работах. Установлено, что внесение удобрений в почву в виде минеральных веществ и экскретов способствует накоплению азота и его соединений в подземных водах. Многие авторы считают, что наиболее значительное загрязнение последних происходит при внесении в почву минеральных удобрений, содержащих большое количество органических соединений азота, легко переходящих в раствор. Указывается, что в хорошо развитых животноводческих районах подземные воды на большей площади подвержены интенсивному нитратному загрязнению, источником которого являются экскреты. Большинство исследователей считают, что интенсивное загрязнение подземных вод происходит также в результате сброса сельскохозяйственных стоков в водоносные горизонты. Одним из источников загрязнения является силос. Из 1 т его образуется 273 л жидкого загрязнителя, в силосе сахарной свеклы отмечается высокая концентрация фенолов. Размещение в ямах более 91 тыс. л силоса может вызвать загрязнение огромного объема подземных вод. Воды, содержащие устойчивые компоненты загрязнения силосом, не пригодны для водоснабжения в течение десятилетий.

В. Канц [149] изучал влияние сельскохозяйственных удобрений на качество подземных вод в долине р. Майн (ГДР). Он пришел к выводу о прогрессирующем их ухудшении. В грунтовой воде под удобряемыми лёссовыми и песчаными почвами были выявлены содержания нитратов, хлоридов и фосфатов, до 30 раз превышающие средние содержания в грунтовых водах, а также повышение содержаний натрия и сульфата относительно средних содержаний в 2—3 раза. Подземные воды следующего по глубине водоносного горизонта лишь местами обнаруживают признаки загрязнения минеральными удобрениями.

Отмечено загрязнение нитратами подземных вод меловых отложений в Восточном Йоркшире. В указанных водах содержание

(мг/л) нитратов возросло с 2,5—4,5 в 1969 г. до 8—11,5 в 1972 г. Предполагается, что это повышение связано с активизацией сельскохозяйственных работ в районе. Подчеркивается, что в определенных гидрогеологических условиях сельскохозяйственное загрязнение подземных вод может принять угрожающие размеры, например, на площадях развития трещиноватых меловых пород, скорость подземного потока в которых составляет 50 м/сут.

При изучении содержания нитратов в водах меловых отложений Северного Линдсея было установлено, что количество их значительно превосходит возможное поступление из сточных вод или из естественных органических соединений. При этом было отмечено также, что количество нитратов в воде возрастало до середины летнего периода, после чего оно уменьшалось, а затем становилось постоянным. Концентрация нитратов значительно увеличивается и при отборе воды из водоносного горизонта. Совокупность всех этих данных позволила сделать вывод о том, что наиболее вероятным источником поступления нитратов являются искусственные удобрения, а также нитраты накапливающиеся в корнях гороха, который здесь интенсивно культивируют. Наибольшее загрязнение отмечается в верхней части водоносного горизонта.

На токсические свойства нитратов указывает Г. Мильде [182]. Он отмечает, что с их токсичностью связана так называемая *болезнь воды*. Высокие содержания нитратов влияют на развитие гипертонической болезни и на функциональные нарушения и отравления людей и животных. Г. Мильде считает, что в охраняемых районах предельная норма внесения азотных удобрений не должна превышать 250 кг/га.

Известен случай загрязнения подземных вод нитратами в Пршибрамском районе ЧССР. Нитраты попадают в воды в результате применения удобрений и, очевидно, при разложении естественных органических материалов.

Мировое производство синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ, детергенты) в 1975 г. оценивалось более 3 млн. т, поэтому эти соединения являются одними из самых распространенных загрязнителей гидросферы. Основным источником загрязнения считают бытовые сточные воды, наряду с которыми вклад в загрязнение водоисточников вносят индустриальные стоки предприятий, производящих и потребляющих СПАВ (текстильные, кожевенные и др.), а также стоки с сельскохозяйственных полей, обработанных пестицидами, содержащими СПАВ в качестве эмульгаторов и смачивателей. Из трех групп детергентов: анионо-катионоактивных и неионогенных важнейшими являются первые. Последние в зависимости от структуры делятся на «биологически жесткие» (биохимически окисляются менее чем на 80%) — алкилбензолсульфонаты (АБС) и «биологически мягкие».

Проблемы загрязнения водоемов СПАВ в промышленно развитых странах можно разделить на два периода: до середины 60-х годов и после, когда производство АБС было запрещено законодательством ввиду многочисленных случаев вспенивания не

только природных, но и питьевых вод. Поверхностные воды США, Великобритании, ФРГ оказались сильно загрязненными АБС. Во многих реках США в 60-е годы содержание анионоактивных детергентов составляло 0,01—1,3 мг/л. В Европе, в р. Рур содержание их достигало 1,5, в р. Рейн — 1,4 мг/л. После перевода промышленности экономически развитых стран на производство биологически разложимых детергентов: алкилбензолсульфонатов с прямоцепочечным строением алкильного радикала, уровень загрязнения СПАВ поверхностных вод резко снизился. При рассмотрении опасности загрязнения подземных вод детергентами надо учитывать и способность их изменять проницаемость пористых материалов, что облегчает проникновение в подземные воды и других обычно труднопроникающих плохо растворимых в воде загрязнителей, таких, как пестициды, канцерогенные вещества, в том числе частицы гудрона и асфальта. Особенно эти свойства следует учитывать при проникновении в водоносные горизонты загрязненных речных вод. В силу отмеченных обстоятельств проблему загрязнения подземных вод детергентами также следует разделять в прошлом и настоящем. Большинство описанных случаев загрязнения подземных вод детергентами относится к периоду производства «биологически жестких» препаратов.

Г. Уолтон [279] проанализировал состояние загрязненности подземных вод в США по результатам исследований в 30 штатах. Серьезное внимание было уделено загрязнению в частных домовладениях, на территории которых размещается водозаборная скважина и канализационный сброс при небольшом расстоянии между ними. Из 976 исследованных индивидуальных водозаборных скважин детергенты найдены в 387 с концентрацией более 0,1 мг/л, в трех случаях содержания были более 4 мг/л. В обзоре приводится также ряд примеров загрязнения подземных вод детергентами, поступающими и из других источников: промышленных стоков, путем инфильтрации загрязненных речных вод и др. Отмечено три случая загрязнения городских водозаборов, в том числе сточными водами из прудов-накопителей и инфильтрующимися загрязненными речными водами. Загрязнение наблюдалось в различных типах водовмещающих пород от известняковых до песчаных и гравийных. Наибольшее расстояние миграции в горизонтальном направлении составляет 370 м.

В период 1960—1970 гг. в США опубликована серия работ по результатам обследования загрязнения грунтовых вод СПАВ, связанного с индивидуальными системами стоков (штаты Нью-Йорк, Техас, Калифорния). Обследования показали заметную загрязненность грунтовых вод детергентами. Наряду с данными о содержаниях детергентов изучался механизм их движения и деградации в грунтовых водах. Обзор этих работ приведен Д. Тоддом Д. Мак-Налти [261]. Однако в 70-е годы в промышленно развитых странах, перешедших к использованию биологически мягких детергентов, ситуация меняется. В результате анализа состояния загрязненности детергентами подземных вод в США сделан вывод, что

детергенты не представляют собой значительной проблемы в загрязнении подземных вод. Детергенты, как таковые, не препятствуют проведению работ по восполнению запасов подземных вод сточными водами, особенно при аэробной обработке последних или при сохранении в системах подпитки аэробных условий.

Однако в такой стране, как Иран, где применяются в основном биологически жесткие детергенты, опасность загрязнения подземных вод, видимо, остается реальной. В Тегеране важную роль для водоснабжения играют подземные воды, отбираемые из многочисленных скважин, пробуренных в окрестностях города (3756 скважин). Вместе с тем в городе нет единой канализационной системы, промышленные и бытовые стоки захороняют в открытые котлованы или скважины. При обследовании в 1974—1975 гг. 316 скважин, глубиной от 8 до 330 м, обнаружено содержание детергентов до 1,4 мг/л (среднее 0,14).

Таким образом, проблема загрязнения детергентами подземных вод остается, по-видимому, главным образом в связи с использованием «биологически жестких» препаратов.

Нефтепродукты относятся к глобальным загрязнителям внешней среды ввиду масштабов их добычи, переработки и использования. По некоторым, наиболее вероятным, оценкам суммарные потери нефти и нефтепродуктов составляют около 2% от мировой добычи нефти, причем основная масса теряется на суше, создавая серьезную угрозу загрязнения подземных вод. Крупные очаги загрязнения подземных вод нефтью и нефтепродуктами отмечаются в нефтедобывающих районах, на территориях нефтеперегонных и нефтехимических предприятий, топливохранилищ, автозаправочных станций, вдоль трасс магистральных нефтепроводов, железных и автомобильных дорог.

Грунтовые воды наиболее подвержены загрязнению нефтепродуктами, поступающими с поверхности земли. В этом случае различают две основные фазы распространения нефтепродукта: инфильтрацию через зону аэрации и распространение по водоносному горизонту. В зоне аэрации преобладает вертикальное движение нефтепродукта, при достижении уровня грунтовых вод начинается горизонтальная миграция.

При незначительном однократном загрязнении нефтепродукт может локализоваться в зоне аэрации и разрушиться, не достигнув грунтовых вод. В случае достижения уровня грунтовых вод горизонтальная миграция может происходить в виде отдельной фазы по поверхности грунтового потока или в эмульгированном и растворенном состоянии с подземным потоком, последнее более опасно, так как растворенная форма мигрирует на бóльшие расстояния.

При эксплуатации неглубоко залегающих водоносных горизонтов коренных пород, которые недостаточно защищены водоупорами, возможно также их загрязнение в результате проникновения нефтепродуктов с поверхности земли. В нефтедобывающих районах источником загрязнения пресных подземных вод могут явиться как нефть и пластовые воды, поступающие с поверхности

(разливы добытой нефти и пластовых вод), так и нефть и вода, проникающие через эксплуатационные нефтяные скважины, находящиеся в неудовлетворительном техническом состоянии.

Основными свойствами, определяющими рассеивание нефти и нефтепродуктов в подземных водах, являются их плотность, вязкость, растворимость, биохимическая устойчивость. Из факторов внешней среды наибольшее значение имеют проницаемость и состав горных пород, определяющие их адсорбционную способность, а также окислительно-восстановительные условия, от которых зависит интенсивность биодеградации нефтепродукта. Особенную опасность для загрязнения подземных вод нефтяными углеводородами представляют нефти и нефтепродукты, обладающие малой вязкостью и заметной растворимостью, такие, как бензин, керосин, а также различные виды дизельного топлива и сами нефти. Роль смазочных масел, видимо, менее существенна.

Наиболее обширный материал по загрязнению подземных вод нефтепродуктами представлен в работах американских исследователей, в частности, в серии докладов на периодических национальных симпозиумах, посвященных качеству подземных вод.

Д. Уильямс и Д. Уильде [289] описали загрязнение подземных вод бензином, происшедшее в 1968 г. в одной из больших водозаборных ирригационных скважин в парке Форест-Лон (г. Глендейл). Из указанной скважины было откачано 3,78 м^3 бензина. Проведенными исследованиями установлено, что бензином заражена площадь в 1,48 га, в пределах которой объем бензина составляет 946 м^3 при мощности слоя его от 15,2 до 45,7 см. Территория расположена в юго-восточной части долины Сан-Фернандо. С поверхности она сложена аллювиальными водоносными песками с гравием, содержащим линзы илов и глин. Подстилаются эти отложения глинами. Со времени выявления загрязнения было пробурено около 70 скважин с целью уточнения размеров его и одновременного извлечения бензина. В основные технические методы по извлечению бензина входила откачка из скважин, вскрывающих один и два объекта. При вскрытии двух объектов нижняя часть водоносного горизонта отделялась пакером и из нее откачивали чистую воду и одновременно, небольшим насосом, чистый бензин и загрязненную воду из зоны, лежащей над пакером. В ходе трехлетней очистки из водоносного горизонта извлечено свыше 189 м^3 бензина. Таким образом бо́льшая часть бензина была, очевидно, откачана. Проблема заключалась в полной очистке насыщенных и ненасыщенных участков водоносного горизонта от остаточного бензина. Одним из наиболее перспективных считается метод активации роста распространенных в породе, но обычно дремлющих, бактерий (главным образом *Gems psendomonas*), которые отмечены в пробах воды на всей территории. Предварительные исследования показали, что бактерии перерабатывают две трети бензина в двуокись углерода и одну треть — в новые бактериальные клетки. Процесс ограничивается возможностью поступления свободного кислорода, азотистых минералов и границей раз-

дела бензина с водой. Ожидается, что бактерии можно будет применить для очистки водоносного горизонта от остаточного бензина без закрытия скважин и формирования бактериальной слизи. После этого водоносный горизонт можно будет вновь использовать.

В Пенсильвании (США) к 1974 г. отмечено до 200 случаев утечки нефтепродуктов. Объем потерь от 40 до 1,5 млн. л. Интересным представляется анализ распределения утечек по источникам и объему. По объему утечек наиболее опасны, видимо, аварии на трубопроводах; 51% от числа всех исследованных случаев утечек зарегистрирован на станциях обслуживания. Объемы утечек здесь обычно невелики и составляют 800—3500 л. Отмечались отдельные случаи потерь до 50 000 л. Число утечек из основных и промышленных хранилищ, а также при авариях, на трубопроводах составляло 7,9 и 9% соответственно.

Из 173 случаев загрязнения подземных вод различными химикалиями 27 случаев приходилось на утечки нефтепродуктов, что соответствует третьему месту после индустриальных и сельскохозяйственных стоков. По каждому виду загрязнения приводится также число случаев, в которых было поражено (или возникла угроза) подземное водоснабжение. Процент загрязнения источников водоснабжения нефтепродуктами достаточно высок (67%) и уступает только процентам поражения источников водоснабжения при загрязнении удобрениями (100%) и хлоридами (81%).

Перечень более ранних данных анализа загрязнения подземных вод нефтепродуктами в США приведен в работе [261].

Большое число примеров утечки нефтепродуктов и загрязнения ими подземных вод имеется по странам Европы. В 1967 г. в ФРГ из 1334 зарегистрированных случаев утечек нефтепродуктов на автомобильном и железнодорожном транспорте, из подземных и наземных хранилищ в 107 случаях отмечено проникновение их в грунтовые воды.

Имеется несколько сообщений о загрязнении подземных вод нефтепродуктами в Великобритании, Чехословакии и других странах.

Известен случай загрязнения пород и грунтовых вод, приуроченных к гравелистым пескам, нефтепродуктами, сбрасывающимися в долину руч. Тиммес-Брук предприятием по добыче газа. Гравелиты подстилаются лондонскими глинами мощностью от 2 до 20 м, лежащими на карбонатных породах мелового возраста. Впервые загрязнение было установлено в 1935 г., когда нефтепродукты выступили на поверхность, в 1934 г. на этих участках отмечались пожары. В загрязненных водах установлены высокие содержания фенола, хлора, азота, взвешенных частиц, прослеживающиеся на глубину 6 м, иногда до кровли лондонских глин. Загрязнение зафиксировано также в поверхностных водах ручья и в проходящем по его долине канале.

По данным ряда исследователей загрязнение подземных вод имело место в 1976 г. в юго-восточной части Великобритании в результате утечки 445 м^3 дизельного топлива. Из этого количества

323 м³ были извлечены почти немедленно, а 132 м³ проникли в водоносный горизонт (мел) и загрязнили воду, используемую для водоснабжения.

В Чехословакии описан случай загрязнения подземных вод нефтепродуктами на о-ве Житном (на р. Дунае). Площадь загрязнения оценивалась в 30 км², объем потерь до 100 тыс. м³. Вследствие принятых мер (искусственное создание зоны снижения уровня подземных вод, откачки) площадь загрязнения уменьшилась до 12 км². Также снизилось максимальное содержание нефти в воде, до откачек оно составляло 23 мг/л, после откачек — 4 мг/л.

Фенолы относятся к широко распространенной группе промышленных органических продуктов. Они содержатся в сточных водах разнообразных производств: нефтеперерабатывающих, коксохимических, нефтехимических, металлургических и других, а также коммунальных хозяйств.

Основными и наиболее опасными источниками загрязнения подземных вод фенолами являются, видимо, стоки промышленных предприятий, либо непосредственно просачивающиеся в грунтовые воды, либо попадающие в них в результате инфильтрации загрязненных речных вод. Известны также случаи устойчивого фенольного загрязнения грунтовых вод в результате аварий на транспорте. Наиболее часто фенолы промышленного происхождения включают следующие индивидуальные соединения: фенол, ди-(крезолы) и триметилзамещенные фенолы (ксиленолы). Особая опасность фенольного загрязнения природных вод связана с заметной их растворимостью в воде, которая для самого фенола достигает 80 г/л.

Примеры загрязнений подземных вод фенолами известны на территории США. Устойчивое (с 1945 по 1960 г.) загрязнение ими грунтовых вод, в результате которого воды из скважин приобрели вкус и запах [261], выявлено в Мичигане. Загрязнение произошло из-за просачивания в водоносный горизонт очищенных стоков из котлована. Ледниковые отложения способствовали значительной вертикальной и горизонтальной миграции загрязнения и две скважины пришлось ликвидировать из-за перетекания в нижележащий горизонт. Несмотря на принятые меры по ликвидации очага загрязнения фенолы в небольших количествах присутствовали в водах скважин еще продолжительное время.

Есть сообщение о случае загрязнения грунтовых вод в результате утечки 40 м³ фенола при железнодорожном крушении. Исследования подтвердили устойчивость загрязнения. Изучались образцы вод из водозаборных колодцев, а также воды и грунты из специально пробуренных скважин. Через 19 месяцев после аварии максимальные концентрации в оконтуренном ореоле загрязнения достигали 1130 мг/л.

В Великобритании также отмечались случаи загрязнения подземных вод фенолами. В 1954 г. было обнаружено загрязнение вод, приуроченных к меловым отложениям, используемых для питьевого водоснабжения в графстве Эссекс. Оно было вызвано

поступлением нефтепродуктов, источником которых являлась территория одного из нефтеперерабатывающих производств. Загрязнение поступало через скважины, а также по трещинным зонам со скоростью 52—57 м/г. Для ликвидации его проводилась откачка загрязненных вод из скважин, цементация последних, устройство и оборудование скважин, перехватывающих поток загрязненных вод с целью предотвращения их поступления к водозаборным сооружениям.

Методом тонкослойной хроматографии в инфильтрационном водозаборе г. Мерзебург (ГДР) были выявлены: фенол, 3 изомера крезолов, 2,5; 3,4; 3,5-ксенолы и β-нафтол.

В ФРГ описано фенольное загрязнение глубозалегающих подземных вод водозабора Паркинзель на р. Рейне. Причиной его, видимо, явились предприятия химической индустрии и позже топливохранилище. С 1905 г. на водозаборе эксплуатировались скважины глубиной до 20 м, вода из которых непосредственно подавалась в сеть. С 1936 г. использовалась система водоподготовки, а с 1956 г, ввиду ухудшения качества воды начали эксплуатировать 33 вновь пробуренные скважины глубиной 104 м. Водоносные горизонты четвертичных отложений залегают в песках различного гранулометрического состава, переслаивающихся с гравийно-галечниками, глинами, илами и суглинками. Содержание фенолов с начала эксплуатации глубоких скважин контролировалось. До 1962 г. оно было менее 0,03 мг/л, затем увеличивалось, достигая в отдельных случаях 0,25 мг/л. Полагают, что в глубокий горизонт фенолы проникают из загрязненного верхнего водоносного горизонта аллювиальных отложений по затрубному пространству и через старые скважины.

Все приведенные примеры загрязнения подземных вод носят локальный характер, т. е. отражают загрязнение в непосредственной близости от источников распространения вредных веществ, и лишь единичные из них охватывают значительные площади и вынуждают для ликвидации их проводить гидрогеологические исследования на больших территориях. Между тем, в литературе имеются сведения, указывающие на загрязнения региональных систем подземных потоков и др. В связи с этим П. Дитрих высказал мнение о том, что загрязнение региональных систем подземных потоков является не только теоретическим вопросом, а, напротив, представляет собой предстоящую, еще только назревающую практическую опасность, с которой следует своевременно начать борьбу. Автор обосновывает этот вывод все возрастающим воздействием человека на окружающую среду, особенно в экономически развитых странах, которое окажет свое влияние в региональном плане и на подземные воды.

Главную роль в загрязнении подземных вод играют: положение их очагов в системе подземных потоков, условия водообмена и продолжительность поступления вредных веществ, вид последних и их свойства. Отмечается, что в связи с особенностями структур (большие размеры и глубина) загрязнение длительное время мо-

жет оставаться незамеченным и контролировать его трудно. Загрязняющие вещества те же, что и перечисленные выше, но распределение их по площади может быть самое различное (точечное, линейное, площадное). В зависимости от этого и направления фильтрации подземных вод, ширина ореолов загрязнения будет различная. Наибольшая опасность загрязнения будет в том случае, если очаг или очаги его находятся в области питания системы подземных потоков. Вероятность регионального загрязнения отсутствует при расположении его очагов в зоне разгрузки. В области транзита загрязнения могут поступать через гидрогеологические окна или путем прямого введения вредного вещества в систему.

П. Дитрих отмечает, что несмотря на большое число выполненных исследований, еще недостаточно известны токсичность различных вредных веществ, процессы их аккумуляции и разложения, особенно в транзитной зоне напорной системы. Имеются также пробелы в наших знаниях о региональных механизмах распространения вредных веществ и естественных тяжелых металлов в почве и подземных водах. В табл. 21 автор сделал попытку вывести особенности протекания процессов загрязнения для ближайших к поверхности подземных вод локальных и промежуточных систем.

Таким образом, из изложенного следует, что загрязнение региональных систем подземных потоков из очагов вредных веществ, расположенных в областях их питания, может происходить как путем привноса в подземные воды растворимых и стойких вредных веществ (например, долгоживущие радиоактивные изотопы и био-

Таблица 21

Действующий фактор	Локальные подземные воды	Система подземных вод	
		промежуточная	региональная
Водообмен (протекание в % от подземного стока)*	80—90	10—20	1
Продолжительность притока вредных веществ для создания сравнимых по размерам загрязнений	Малая (сутки)	Средняя (недели)	Большая (годы)
Продолжительность инкубационного периода (среднее время появления вредных веществ в каптажных сооружениях)	Средняя (сутки, недели)	Большая (месяцы, годы)	Очень большая (годы, десятилетия и более)
Возможная область влияния (удаленность естественных областей питания от областей разгрузки)	Менее 100 м	До 10 км	Более 10 км

* Аналогичные числа соответствуют скорости распространения фронта загрязнения.

циды, цианистые соединения, тяжелые металлы и др.), так и в результате повышения концентрации веществ, естественно содержащихся в подземных водах. Из этого вытекает большое значение предлагаемого районирования для выявления региональных особенностей потенциально возможных очагов распространения вредных веществ и для оценки их влияния на глубокие подземные воды.

Самоочищение подземных вод. Под понятием *эффекта очистки* подразумевают все естественные процессы, которые препятствуют загрязнению грунтовой, соответственно инфильтрационной воды или способствуют доведению качества загрязненной грунтовой и инфильтрационной воды до ее первоначального состояния. Самоочищение воды осуществляется в почвенном слое, в породах зоны аэрации и в водоносном горизонте под влиянием физических, физико-химических и биологических процессов, протекающих в конкретных геолого-гидрогеологических условиях. Нахождение рационального способа выявления способности вод к самоочищению имеет большое санитарное, техническое и экономическое значение. Однако изучено оно не полностью; как отмечает П. Дитрих, по-прежнему не выяснено влияние ряда факторов на протекание этого процесса. Литература по проблеме как в нашей стране, так и за рубежом весьма скудная.

К. Гюнербергом при исследовании распространения бактериального загрязнения грунтовых вод вниз по потоку от полей орошения установлено, что в песчаных водоносных породах с диаметром зерен 0,2—1 мм на расстоянии 50 м и на глубине 6—7 м находилось 80 колоний, в 200 м число колоний уменьшилось на 1/6, а на глубине 13—14 м оставалось еще 15—18 колоний. Материалы исследований показывают, что в песчаных водоносных горизонтах бактерии могут оставаться жизнедеятельными от 240 до 970 сут, продвигаясь от очага загрязнения как по горизонтали, так и по вертикали на относительно небольшую величину. Более широко распространяются элементы химического состава сточных вод.

Обстоятельное изучение влияния отвалов отходов на изменение химических, физических, микробиологических и гигиенических свойств грунтовых вод выполнено группой специалистов ФРГ в районах Франкфурта и Гроскротценбурга. Отвалы отходов общей емкостью 19,14 млн. м^3 состоят из мусора, строительных, промышленных отходов и отходов очистки городских сточных вод. Грунтовые воды в указанных районах приурочены к гравийным пескам четвертичного возраста с коэффициентом фильтрации не более 1 м/сут.

В результате процессов самоочищения в грунтовых водах выделены восстановительная зона, где используется химически связанный кислород, переходная и зона окисления с участием свободного растворенного кислорода. Удалению загрязнений из грунтовых вод способствуют процессы фильтрации, осаждения и соосаждения, адсорбции, ионного обмена и газовыделения. Установлено значительное снижение загрязнений грунтовых вод органиче-

скими соединениями и смещение их окислительно-восстановительного потенциала в сторону положительных значений.

В последние годы проводились работы по определению загрязненности подземных вод бытовыми отходами. Выполненные исследования позволили установить, что в большинстве случаев они не опасны.

Приведенные данные, несмотря на их незначительный объем, указывают на большую роль самоочищения подземных вод в области инфильтрации, что должно учитываться при определении размеров зон их охраны.

Зоны охраны подземных вод. В связи с исключительной важностью подземных вод в некоторых странах, особенно индустриально развитых, характеризующихся высоким уровнем их использования, изданы законы об охране вод. В соответствии с этими законами в районе водозаборов выделяются охранные зоны, в которых устанавливаются определенные защитные мероприятия от загрязнения подземных вод.

Г. Швейцер [242] отмечает, что плановая охрана подземных вод не является открытием 50—60-х годов. Он указывает, что еще в 1808 г. Швейцарское правительство издало декрет, которым устанавливался запрет на рытье колодцев для питьевых вод на расстоянии менее чем 100 м от кладбища. В 1902 г. во Франции был принят закон об общественном здравоохранении, где впервые появились понятия *периметр непосредственной защиты* и *периметр отдаленной защиты*. В Швейцарском гражданском законодательстве от 1907 г. и в «Руководстве кайзеровского управления здравоохранения для оборудования, эксплуатации и контроля и устройств общественного водоснабжения» от 1906 г. также имеются статьи по охране водоисточников. О том, какое большое значение уже в XIX в. придавалось организации зон охраны подземных вод, свидетельствует пример муниципалитета г. Листаль, который в 1894 г. для дополнительной зоны охраны нового района источников приобрел земли пограничных крестьянских хозяйств, снеся с них дворовые постройки и заняв приусадебные участки возделанных земель и лугов в размере 10 га, постепенно озеленив их.

В ФРГ область защиты подземных вод делится на три санитарные зоны:

I зона включает непосредственно участок водозабора, который должен защищаться от проникновения любых вредных веществ;

II зона представляет собой узкую полосу, предназначенную для защиты против патогенных микробов, находящуюся внутри III санитарной зоны. Размер полосы определяется временем (50 дней), необходимым бактериям для того, чтобы дойти от ее крайней линии до водозабора. За этот период находящиеся в воде бактерии и другие организмы, как правило, погибают;

III зона охраны питьевой воды должна обеспечивать защиту грунтовой воды от различных химических и радиоактивных загрязнений и всех прочих вредных воздействий [177].

Э. Биске [41] отмечает, что, если водосборная площадь, в пределах которой инфильтрующиеся в почву осадки стекаются к колодцу, простирается дальше чем на 2 км, то, как правило, зона III дополнительно подразделяется на подзоны. В этом случае подзона III-А удаляется от водозабора примерно на 2 км вверх по направлению грунтовых вод; находящаяся за этими пределами площадь водосбора называется зоной III-В. Гидродинамические расчеты при обосновании выделения зон санитарной охраны, а также при определении их размеров и формы не применяются. Автор приводит подробный перечень опасных действий и источников загрязнения в санитарных зонах охраны питьевой воды.

Г. Швейцер указывает, что до сих пор не выработана единая международная терминология, применяемая в водных законодательствах стран. В законе об охране водных ресурсов Швейцарии отражены следующие понятия: «область охраны водных ресурсов», «зона охраны» и «ареалы охраны подземных вод». Области охраны водных ресурсов, подразделяясь на зоны А, В и С, перекрывают зоны и ареалы подземных вод, которые совместно обозначаются как зона. Последние создаются для защиты каптажных сооружений или устройств магазинирования подземных вод. Ареалы преследуют своей целью обеспечение питьевой водой данного и соседнего с ним районов в будущем с учетом их демографического развития.

Зона охраны подземных вод в свою очередь подразделяется на зоны расположения водозабора (I), ближней охраны (II) и дальней охраны (III). Выделенные зоны в случае необходимости могут быть разделены на более мелкие единицы. Обоснованием для выделения зон охраны подземных вод служат данные об особенностях геоморфологии территорий, их геологического строения и гидрогеологических условий.

Вопрос определения геометрических размеров зон автором не рассматривается. Однако он отмечает, что критерий времени выживания болезнетворных микробов, установленный немецкими специалистами в 50 дней, опровергнут и его не следует применять. По данным В. Резе [221], в Швейцарии рекомендуют для зоны II длину 50—200 м, а в неблагоприятных случаях — в несколько сотен метров.

В Нидерландах отсутствует специальное законодательство об охране подземных вод от загрязнения, нет также единых стандартов качества воды, технических норм и требований по созданию водоохранных зон. В этой области обычно используются стандарты и рекомендации, разработанные в ФРГ.

Стандарт ГДР содержит лишь некоторые общие положения об охране подземных вод. В Польше установление зон санитарной охраны осуществляется после проведения специальных исследований, с учетом всех факторов окружающей среды. В США выделение зон санитарной охраны в районе водозаборов не проводится. Судя по литературным данным, каптажи грунтовых вод для общественного потребления должны располагаться на 30—50 м ниже

полей, орошаемых сточными водами, резервуаров для очистки сточных вод и других источников загрязнения [221].

В. Резе указывает, что теоретические основы выделения зон санитарной охраны подземных вод разработаны слабо, данные о требуемых размерах их малодетальны. Автор считает, что при определении размеров зоны ограничений необходимо учитывать гранулометрический состав, пористость и удельную поверхность толщи грунтов, залегающих выше зеркала подземных вод, скорость фильтрации, время пребывания и контактирования подземных вод во вмещающих им грунтах, размер участка фильтрации, интенсивность источника загрязнения, а также его длительность и распространение. По совокупности этих данных для 14 групп рыхлых пород их разработан метод определения параметров зоны II, за основу которого принимается мощность перекрывающего слоя, достаточная для удаления и разложения загрязнения, и для каждой из групп выведен индекс для расчета параметров, представляющий частное от деления единицы на мощность указанного слоя. Для четырех групп пород (9—12) определены участки (дистанции) потока, достаточные для удаления и разложения при прямом загрязнении грунтовых вод, и индекс для определения их параметров, представляющий частное от деления единицы на длину участка.

Технические мероприятия по предупреждению загрязнения подземных вод. Водозагрязняющие вещества делятся на твердые, жидкие и газообразные. Наибольшие значения имеют жидкие вещества, количество которых огромно. Основную группу водозагрязняющих жидкостей составляют минеральные масла, химические реагенты, соленые и высокоминерализованные воды морей и глубоких тектонических структур, иногда вторгающиеся в пресные подземные воды, и др.

Как уже отмечалось, учитывая важное значение подземных вод в хозяйстве, зарубежные специалисты разработали применительно к конкретным природным условиям ряд технических мероприятий или методов, направленных на предупреждение или ликвидацию загрязнения пресных подземных вод. В районе нефтехранилищ, нефтепроводов и нефтеперерабатывающих заводов предложен способ создания экрана, состоящего из слабопроницаемого гидрофобного материала с развитой пористостью, а над этим слоем предполагается устройство еще одного слоя, состоящего из гравия или другого высокопроницаемого материала. При этом в покровном слое сбеспечивается фильтрация просачивающихся атмосферных осадков в горизонтальном направлении. Нефть в случае аварии накапливается в экране и инфильтрация не приводит к загрязнению водоносного горизонта. Разработан способ устройства экрана, включающего в качестве инертного заполнителя глинистое уплотнение из бентонита с размером частиц не более 0,09 мм, пропитанное искусственными маслами. Проявление капиллярных свойств экрана по отношению к маслам и полное заполнение ими пор обеспечивают надежную защиту грунтовых вод в песчаных

отложениях от проникновения нефтепродуктов. Этот метод создания экрана запатентован в ФРГ.

К. Дрегэр и Р. Сиданск [77] предложили метод предотвращения подтягивания соленых морских вод в водоносные горизонты, которые используются для хозяйственно-питьевых целей. По этому методу в водоносный пласт нагнетается раствор соленых вод с поверхностно-активными веществами, при этом происходит замещение основных катионов морских вод и значительно увеличивается вязкость образующейся в результате смешения жидкости. Приводится пример использования в качестве ингибитора сульфоната натрия, выделенного из отходов нефтеперерабатывающей промышленности. При закачке его раствора в пласт происходит ионный обмен и катион магния в морских водах замещается катионом натрия, в результате чего увеличивается вязкость жидкости и предотвращается дальнейшая дисперсия морских вод. Метод запатентован в США. Описан способ предотвращения загрязнения подземных вод от двух свалок, которые предполагалось создать в районе Лондона в отработанных карьерах, сравнительно близко расположенных к водозаборным скважинам. Так, дно одного из карьеров (мелового) сделано наклонным и экранировано слоем слабопроницаемого мергелистого мела, на который уложена система дрен для перехвата проникших сточных вод, собираемых в бетонную емкость и отводимых в канализацию. При устройстве свалки в песчаном карьере использована способность отходов адсорбировать влагу при складировании их слоями толщиной не более 1,8 м. Заполненные секции свалки закрывались защитным слоем глин.

Б. Перрен [211] изобрел метод защиты подземных вод от загрязнения для случая, когда загрязняющая жидкость (нефть, нефтепродукты и др.) имеет плотность, отличающуюся от плотности воды. Загрязнения локализуют путем откачки из скважины, в которой предусматривается раздельный отбор воды погружным насосом и откачка находящейся выше по стволу скважины жидкости меньшей плотности. Откачка производится до тех пор, пока грунтовые воды не будут практически чистыми. Изобретение запатентовано в Швейцарии.

Известен опыт ликвидации битумных загрязнений в различных гидрогеологических условиях Чехословакии и, в частности, в зоне загрязненных подземных вод жидким топливом из баков. Для этого создавался глинисто-цементный противофильтрационный экран с системой дренирующих скважин.

Интересен метод гидравлического экранирования для ликвидации загрязнения подземных вод. Он заключается в искусственном создании зоны снижения уровня подземных вод, в которую вместе с водами стекают загрязняющие их вещества, извлекаемые с помощью откачек. Метод оказался достаточно эффективным. Отмечается, что в одном из районов, зараженных нефтепродуктами, в течение первых двух лет эксплуатации системы вместе с водой извлечено 30 тыс. м^3 нефтепродуктов, площадь потенциально за-

грязненных вод снижена с 30 до 12 км², а содержание нефти в них упало с 23 до 4 мг/л.

Картирование охраны подземных вод. В Испании, Франции, Польше и Чехословакии составляются карты охраны подземных вод. Названия их несколько различаются: карта подверженности подземных вод загрязнению (Испания); карта «уязвимости» подземных вод по отношению к возможности их загрязнения (Франция); карта состояния опасности загрязнения и охраны вод (Польша); карта охраны подземных вод (Чехословакия), но сущность всех карт примерно одна и та же — показ современного состояния и предупреждение возможности дальнейшего загрязнения подземных вод в связи с постоянной интенсификацией их использования. Масштаб карт от 1 : 1 000 000 до 1 : 50 000.

Остановимся на характеристике карты охраны подземных вод масштаба 1 : 200 000, составленной для Чехии и Моравии. Эта карта, по сравнению с аналогичными картами других стран, как нам кажется, наиболее полно отражает сущность проблемы [203].

Легенда карты разбивается на две части. В первой части приводится описание водовмещающей среды как объекта, в котором возможно загрязнение подземных вод. Выделяются следующие типы среды:

— пористая, хорошо проницаемая, быстро принимающая и распространяющая загрязнения всех типов (гравийно-галечниковые образования речных долин);

— карстовая, хорошо проницаемая, быстро реагирующая на загрязнение и распространяющая его;

— пористая и одновременно трещинная, хорошо проницаемая, принимает и относительно быстро распространяет загрязнение по площади и на глубину (плитчатые песчаники мелового возраста, разбитые разломами);

— трещинная со значительной проницаемостью, способная принимать и постепенно распространять загрязнения, возможно загрязнение на локальных участках;

— преимущественно трещинная, с пониженной проницаемостью, медленно распространяющая загрязнения, главным образом в связи с разломами;

— непроницаемая, полностью препятствующая распространению загрязнения (флиш, глинистые сланцы);

— слабо проницаемая и непроницаемая среда, играющая защитную роль в распространении загрязнения в нижележащий водоносный горизонт.

Во второй части легенды приводится характеристика необходимой охраны подземных вод. В ней для территорий интенсивного их использования в настоящее время и в ближайшие 15—20 лет, а также для районов, которые в ближайшей перспективе будут осваиваться и это освоение будет сопровождаться большим отбором подземных вод, рекомендуется осуществлять весь комплекс мероприятий по охране, предусмотренный водным законодательством страны. Частичная охрана подземных вод рекомендуется для

отдельных родников или их групп в тех случаях, когда в полном объеме она не является необходимой. Индивидуальная охрана отдельных родников и участков водозабора рекомендуется для территорий с ограниченными запасами подземных вод и слабой обводненностью пород.

На карте показывается направление движения подземных вод, подземные водоразделы, границы гидрогеологических районов, гидрогеологически важные сбросы, современные и перспективные участки отбора подземных вод, родниковый сток, участки, подвергнутые влиянию добычи полезных ископаемых, защитные зоны минеральных вод, границы инфильтрационных единиц и структур.

На картах охраны подземных вод Польши показывается глубина залегания первого от поверхности водоносного горизонта, минерализация подземных вод отражается в градациях (г/л): 0,5—1; 1—2; 2—5 и более 5. Загрязненность поверхностных и подземных вод оценивается по величине БПК* (мг/л) : менее 50; 50—200 и более 200. Под действующим и проектируемым промышленным предприятиям и предприятиям коммунального хозяйства указывается размер сточных вод (в тысячах кубических метров в год).

Охрана минеральных подземных вод. Наряду с охраной пресных подземных вод за рубежом значительное внимание уделяется охране от загрязнения месторождений минеральных вод. Этой проблеме был посвящен Международный симпозиум, происходивший в 1972 г. в г. Карловы Вары (ЧССР).

На симпозиуме обсуждались следующие вопросы: общая охрана минеральных вод; влияние горнотехнических, водохозяйственных и строительных мероприятий и объектов на минеральные воды; добыча минеральных вод в размерах, превышающих естественный водоприток; загрязнение минеральных вод. В работе симпозиума участвовали и советские специалисты [108]. В докладах отмечалась необходимость учета геотермического баланса и теплового потока для защиты воды от теплового воздействия. Х. Пиккель и С. Енч (ФРГ) отметили, что в прошлом охранные зоны месторождений минеральных вод были весьма большими, что затрудняло рост населенных пунктов и промышленное развитие соответствующих областей. В настоящее время установлено, что минеральные источники характеризуются меньшей чувствительностью к подобным сооружениям, чем предполагалось ранее. Однако это не снимает необходимости проведения предварительных исследований во избежание какого-либо отрицательного воздействия подобных мероприятий на минеральные воды. Если при осуществлении различных видов строительной деятельности не учитываются особенности, связанные с наличием минеральных источников, часто наблюдаются нежелательные изменения гидрогеологических условий и химизма воды (дебита, начального химического и газового состава, температуры, режима).

---

* БПК — биологическое потребление кислорода.

В настоящее время отрицательное влияние на минеральные воды оказывают горнодобывающие и горнотехнические предприятия. Однако имеются и обратные случаи, когда в результате проведения горных работ появлялась возможность использовать минеральные воды. Отсюда возникает необходимость более детального изучения взаимосвязи между месторождениями минеральных вод и других полезных ископаемых, находящихся от них поблизости и предполагающихся к отработке.

В. Ганзель и Т. Репка (ЧССР) отмечают, что отработка известкового туфа оказывает отрицательное влияние на термальные источники Вышне-Рузбахи, уменьшая их дебит. И. Силар (ЧССР) привел пример воздействия человека на источники минеральных вод вблизи р. Вох, где в результате строительства плотины, водохранилища и проведения связанных с этим земляных работ обнаруженный источник углекислых вод уменьшил дебит и минерализацию, изменил состав воды.

Симпозиум пришел к заключению, что изучению рассмотренного вопроса следует уделять гораздо больше внимания.

По третьему вопросу в докладах обсуждались преимущественно локальные примеры добычи минеральных вод в размерах, превышающих естественный приток, что иногда приводит к уменьшению их минерализации и к необходимости принятия мер по организации наблюдений за режимом источников. Вместе с тем, приводились примеры, когда благодаря проведению комплексных гидрогеологических работ и анализу кривых дебита была обеспечена стабильность источника даже при увеличении отбора воды в два раза.

В докладах, касавшихся четвертого вопроса, подчеркивалась необходимость соблюдения чистоты окружающей среды, имеющей особенно большое значение для минеральных вод. С целью предотвращения их загрязнения рекомендовано незамедлительно выделять зоны охраны, в которых следует осуществлять проведение соответствующих санитарных мероприятий.

* *
*

Краткий обзор свидетельствует о том, что охрана подземных вод от загрязнения за рубежом широко распространена.

Загрязнение подземных вод происходит в результате попадания в водоносные горизонты индустриальных, сельскохозяйственных и коммунальных стоков, аварийных разливов жидких продуктов, неправильного хранения твердых химикалиев, многочисленных свалок мусора и твердых отходов промышленных предприятий, при интрузии соленых морских и подземных вод в горизонты пресных вод, а также при естественной и искусственной инфильтрации в подземные воды загрязненных вод поверхностных водоемов и водотоков и атмосферных осадков.

Приведенные многочисленные примеры загрязнения подземных вод в большинстве своем указывают на локальный характер этого

явления. Борьба с таким типом загрязнений в ряде случаев сопряжена с большими трудностями и сложностями, но, как показывает практика, вполне возможна. Однако некоторые ученые не исключают возможности регионального загрязнения подземных вод, охватывающего крупные гидрогеологические структуры типа артезианских бассейнов. Борьба с таким типом загрязнений более сложна и длительна.

Судя по немногим публикациям, важное значение в уменьшении масштабов загрязнения имеют процессы самоочищения подземных вод при движении их в водоносных горизонтах. Но этот вопрос за рубежом (как, впрочем, и в нашей стране) изучен слабо.

С целью сохранения чистоты подземных вод во многих странах приняты законы об их охране от загрязнения. В связи с этим в районе водозаборов выделяются зоны санитарной охраны подземных вод. Однако научно обоснованное определение размеров и формы этих зон отсутствует. Критерий времени выживания болезнетворных бактерий, принятый немецкими специалистами для определения размеров II санитарной зоны в 50 дней, разделяется не всеми учеными. Не решена проблема выделения охранных зон для водозаборов, построенных в скальных породах, особенно закарстованных.

Для предупреждения и ликвидации аварийных случаев загрязнения подземных вод, имевших место в ряде стран, для конкретных природных обстановок разработаны специальные методы и технические мероприятия, запатентованные в своих странах.

Заслуживает положительной оценки создание методик и составление в Испании, Франции, Польше и Чехословакии гидрогеологических карт охраны подземных вод от загрязнения, хотя и нуждающихся в некотором совершенствовании.

ПРИМЕНЕНИЕ ИНДИКАТОРОВ ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Применение индикаторов для изучения направления движения подземных и поверхностных вод в простейшем виде началось давно. Поваренную соль в качестве индикатора впервые применили в 1887 г., а в 1908 г. для этих целей использовали хлористый литий. На рубеже нашего столетия в качестве индикатора для определения скорости и направления водных потоков в карстовых пустотах был применен флюоресцеин. Основная задача индикаторных исследований заключалась в точном изучении подземных и поверхностных гидрографических систем и выяснении особенностей гидрогеологических условий районов.

Многолетний опыт применения индикаторов при гидрогеологических и гидрологических исследованиях позволил прийти к выводу, что индикаторные методы являются сравнительно простыми, незаменимыми и абсолютно безопасными (в санитарном отношении) в сложной геологической обстановке и в шахтной гидрогеологии.

В последнее время значение индикаторных методов при гидрогеологических исследованиях существенно возросло, так как в результате развития науки и техники создана высокочувствительная аппаратура, позволяющая производить точную количественную оценку индикаторов в воде. В связи с этим расширился круг задач, решаемых с их помощью.

В настоящее время индикаторы используются для:

— определения направления и скорости движения подземных вод;

— установления взаимосвязи водоносных горизонтов, а также поверхностных вод с подземными;

— выявления областей питания и разгрузки водоносных горизонтов;

— определения состава пород и условий нахождения в них подземных вод;

— изучения процесса загрязнения подземных и поверхностных вод.

Проблеме применения индикаторов в гидрогеологии за рубежом посвящена обширная литература. За последние 15 лет вопросы этой проблемы рассматривались на двух международных гидрогеологических конференциях. Первая из них состоялась в г. Граце (Австрия) в 1966 г. и была посвящена методам определения направления и скорости движения подземных вод. Главное внимание на конференции было обращено на практическое применение индикаторных методов в связи с возросшей потребностью в питьевой воде. Вторая конференция, посвященная той же теме, проходила

в 1970 г. во Фрейберге (ГДР). В 1976 г. в г. Любляна (Югославия) состоялся Международный симпозиум, на котором рассматривались вопросы применения индикаторов в гидрологии.

Наибольшее развитие индикаторные методы для решения различных гидрогеологических задач получили в ФРГ, США, Австралии и Франции.

Общие сведения. По физико-механическим свойствам и способам определения в водных пробах индикаторы делятся на механические, химические, биологические, активационные и колориметрические. К индикаторам предъявляются следующие требования:

— должны обладать яркой окраской, незначительным изменением красящей способности во времени (для колориметрических и биологических индикаторов); минимальной способностью адсорбироваться; малой токсичностью;

— не должны встречаться в природе или в промышленных отходах и загрязнять окружающую среду;

— должны легко обнаруживаться в малых концентрациях с помощью несложного лабораторного оборудования и быть недорогими.

До сих пор не удалось найти индикатор, который удовлетворял бы всем этим требованиям.

Для успешного проведения опытных работ с применением индикаторов необходимо глубоко проанализировать геологическую и гидрогеологическую обстановку района: изучить возможные места взаимосвязи поверхностных и подземных вод, дебит доступных водопунктов, глубину залегания и мощность водоносных горизонтов, изменение их уровней, колебание температуры воды в течение года. Только располагая этими данными, можно правильно выбрать тип индикатора, определить необходимое количество пунктов внесения его в воду, подобрать комбинацию различных маркирующих веществ. Важнейшим фактором, определяющим успех проведения опытных работ, является выбор оптимальной дозы индикатора, так как слишком малые дозы дают отрицательные или недостаточно полные результаты, что приводит к неверным выводам, слишком большие — ведут к удорожанию работ. Количество маркирующего вещества зависит от массы воды, в которой его растворяют; расстояния между местом внесения индикатора и пунктом его появления; истинной длины и характера извилистости пути водного потока; предполагаемого интервала времени между внесением индикатора в воду и регистрацией его появления в конечном пункте. Чем меньше известно необходимых данных, тем больше расход маркирующего вещества.

Механические индикаторы. Индикаторы этого типа являются самыми примитивными и применялись еще в древности. К ним относятся мякина, древесные опилки, деревянные колышки, овсяные хлопья, корковая крошка и др. Главный недостаток указанных индикаторов заключается в том, что они перемещаются на поверхности водных потоков. Вследствие этого область их приме-

нения ограничивается лишь карстовыми подземными водами. В настоящее время механические индикаторы в практике гидрогеологических исследований за рубежом применяются чрезвычайно редко.

Химические индикаторы. Среди индикаторов этой группы наиболее распространенными являются хлористый натрий и калий, нитрат натрия. Имеются сведения о применении в качестве индикаторов хлористых лития, аммония, кальция; иодистых калия и натрия; азотнокислых и никилиевых солей и др.

Хлористый натрий является старейшим индикатором, применяемым при изучении подземных вод. Он используется и теперь, но преимущественно в комплексе с другими. Из особенностей применения индикатора обращается внимание на следующие. Перед началом опытных работ, исходя из конкретной гидрогеологической обстановки, определяется необходимое количество соли. Для этого необходимо знать примерный расход подземного стока, естественное содержание хлора и натрия в воде и пределы их колебания. Если содержание хлористого натрия в воде велико и не постоянно, следует сразу ориентироваться на значительный расход соли.

Хлористый натрий вносится в водоносный горизонт в виде каменной соли или концентрированного раствора, после чего водопункт промывают большим количеством воды. Для достаточно точного определения присутствия индикатора в водоносном горизонте необходимо, чтобы содержание соли в воде в 10—20 раз превышало естественное. Однако если ту же дозу соли растворить в относительно незначительном количестве воды, образуется щелочь с очень большой плотностью. При введении такого раствора в водоносный горизонт он погружается в глубокие части водного потока. В связи с этим, чтобы «соляное облако» равномерно распределилось в нем и не возникло чрезмерно большой разницы в плотностях щелочи и воды, раствор вводят в водопункт не очень концентрированным. Следует также обратить внимание на явление ионного обмена, которое имеет место в процессе проведения опытов между натрием подземных вод и щелочноземельными металлами водовмещающих пород.

Определение хлористого натрия в водных пробах производится электролитическим методом (химические индикаторы в этом случае называют электролитами), методом пламенной фотометрии и титрованием иона хлора в полевых условиях. Преимущества метода определения скорости движения и направления потока подземных вод с помощью хлористого натрия заключаются в низкой стоимости индикатора, в его практической неадсорбируемости и нетоксичности, что важно для сохранения окружающей среды. К недостаткам индикатора относятся: сложность доставки, неточность количественной оценки ионов хлора и натрия в воде из-за колебаний их естественного содержания и необходимость иметь значительные количества его для проведения опытов. Так, в процессе исследований в области Бухкогель близ Граца, при расстоянии между исчезновением и появлением родника, равном 750 м (дебит

родников около 9 л/с), расход поваренной соли составил 300 кг. При первом успешном опыте маркировки в системе Лурбах-Хаммербах Центрально-Штирийского карста, при дебите родника в месте выхода на поверхность, равном 165 л/с, и пути, пройденном индикатором около 3 км, расход его достиг 800 кг. Наибольший расход индикатора (50 000 кг) отмечен при проведении опыта, связанного с выявлением взаимосвязи карстовых вод с родником Ах, в районе г. Тутлинген (ФРГ). Это повлекло за собой большие затраты средств на транспортировку, приготовление растворов и подпитку и находилось уже на грани возможностей метода [297].

Наряду с хлористым натрием в качестве индикаторов иногда применяется хлористый калий. Содержание калия в подземных водах обычно намного ниже, чем натрия, поэтому для успешного проведения опытных работ этого индикатора требуется значительно меньше (в 5—10 раз), что заметно снижает стоимость работ [37]. Методика их проведения аналогична методике с применением хлористого натрия.

К. Иоб [144] и И. Цётль [297] описали опыт применения в качестве индикатора нитрата натрия в комплексе с сульфородамином-G-экстра. Цель исследований заключалась в определении пути движения воды нескольких родников, расположенных в северо-западных отрогах хр. Анкогель (Австрия). Русла родников часто исчезают среди гнейсовых глыб. Слышно как вода бежит под обвальным материалом по склону, разделяясь на несколько русел. Присутствие в воде натрия определялось с помощью пламенной фотометрии, а нитрата — фотометрическим методом. Миграция соли показана на рис. 29. Во всех пунктах регистрации индикатора содержание ионов натрия было существенно более низким, чем ионов нитрата. Параллельно с этим содержание щелочных земель также повысилось и оставалось повышенным относительно начальных значений в течение всего периода наблюдений. Вследствие этого баланс катионов и анионов в момент максимального прохождения индикатора почти выравнялся. При последующем прохождении соли отмечалось различие (см. рис. 29, заштрихованная площадь) между концентрацией ионов нитрата и содержанием ионов натрия, кальция и магния. Очевидно, ионный обмен происходил не только между ионами натрия и щелочными землями, но и другими катионами. Опыт показал, что миграционная способность нитрата натрия достаточно высока. Несмотря на ионный обмен, ионы натрия прошли опытную трассу с незначительными потерями.

Колориметрические индикаторы. К этим индикаторам относятся кристаллический фиолетовый, малахитовый зеленый, метилоранж, метилрот, мурексид, нейтральный красный и флюоресцирующие красящие вещества. Среди последних наиболее распространенными являются флюоресцеин и его натриевая соль — уранин (технический флюоресцеин), применению которых за рубежом посвящена обширная литература.

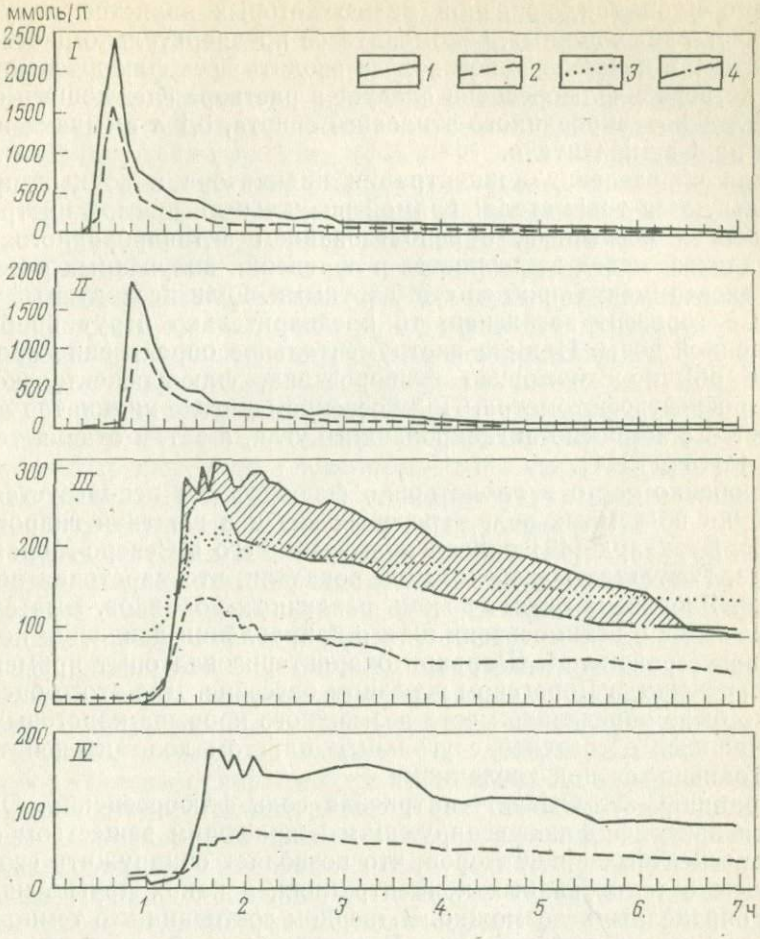


Рис. 29. Кривые прохождения нитрата натрия по станциям наблюдения *I—IV* на репрезентативных участках у Гаштейна:

1 — NO_3^-; *2* — Na^+; *3* — $Ca^{2+}+Mg^{2+}$; *4* — $Na^{2+}+Ca^{2+}+Mg^{2+}$

Флюоресцеин $C_{20}H_{12}O_5$ — это классический желто-зеленый краситель с явной флюоресценцией. Визуально его можно обнаружить при разбавлении $1:10^6$, а с помощью флюороскопа $1:10^9$ [37]. В кислой среде он адсорбируется; в растворе на солнце обесцвечивается менее чем за 24 ч, в тени раствор с концентрацией $1:20\cdot10^6$ не обесцвечивается даже через неделю. Большое преимущество индикатора — абсолютная безвредность. Накопленный опыт применения его показывает, что методика исследований не требует особых условий, т. е. окрашивание можно производить с помощью и без помощи подщелачивания раствора. Краситель можно предварительно растворять или опускать в водоносный горизонт в виде порошка, последний можно бросать сразу или частями.

Однако в опытах, конечной целью которых является получение количественных данных, рекомендуется предварительно растворить краситель в подщелоченной воде и вводить весь флюоресцеин сразу. Растворять флюоресцеин следует в растворе следующего состава: 2 л денатурированного этилового спирта, 0,1 л аммиака и 60 л воды на 1 кг красителя.

Для определения концентрации индикатора в водных пробах используются три метода: прямой визуальный, прямой инструментальный и косвенный, с использованием активированного угля. Визуальный метод заключается в сравнении полученных в результате эксперимента проб со стандартными. Если исследуемый водоносный горизонт загрязнен, то предварительно берут пробу загрязненной воды. Прямое инструментальное определение производится обычно с помощью флюороскопа, флюороспектроскопа и флюороспектрофотометра. При косвенном методе индикатор адсорбируется с помощью активированного угля, а затем отделяется растворителем [244].

Особенно часто и плодотворно флюоресцеин используется при изучении подземных вод, карстовых вод и в шахтной гидрогеологии. Р. Буркхард [49] описал применение его в Северо-Моравском карсте. Результаты исследований показали, что карстовая пещера вблизи Яворичека питает восемь различных родников. Был сделан ряд выводов о взаимосвязях их и о направлении движения подземных вод в районе. И. Шарвари охарактеризовал опыт применения флюоресцеина в Дорогском угольном бассейне. Для этого бассейна важно было определить места возможного прорыва карстовых вод, скопившихся в соседней с угольным пластом доломитовой толще и находившихся под давлением.

Уранин $C_{20}H_{10}O_5Na_2$ — натриевая соль флюоресцеина. Он является наиболее флюоресцирующим и красящим веществом среди флюоресцентных индикаторов, что позволяет обнаружить его присутствие в таких слабых концентрациях, в каких другие индикаторы определить невозможно. В твердом состоянии это темно-красный или коричневый порошок. Под действием прямого солнечного света и окислителей флюоресценция уранина исчезает. При $pH < 8$ она сильно ослабевает, но процесс этот обратим и при добавлении щелочей флюоресценция восстанавливается. Зависимость флюоресценции от температуры незначительна. При наличии в водной пробе других флюоресцентных красителей может происходить гашение флюоресценции. Опыты, проведенные в Институте радиогидрометрии (ФРГ), по определению дисперсии и адсорбции индикаторов на пробах кварцевого песка, показали, что величина адсорбции уранина составляет в основном 0—6%, максимальная — 13%. При опытах в карсте адсорбция наблюдается лишь в исключительных случаях, когда, например, вода проходит через нанесенный в карстовую полость аллохтонный материал или через какие-либо некарбонатные прослои. Очень сильно адсорбируют уранин уголь и торф. Поэтому на торфяниках, болотах и в угольных месторождениях применять уранин не рекомендуется.

Предел обнаружения уранина невооруженным глазом в водопроводной воде, при толщине ее слоя 10 см, составляет $1 \cdot 10^{-8}$ мг/л. Раствор уранина при этом наблюдают на черном фоне. Путем возбуждения флюоресценции ультрафиолетовым светом и визуального сравнения с эталонными растворами можно добиться улучшения предела обнаружения уранина до $5 \cdot 10^{-10}$ мг/л. Применение более дорогостоящих источников монохроматического света для возбуждения флюоресценции и измерения ее интенсивности позволяют доказать присутствие уранина при концентрации его 10^{-19} мг/л. Но для этого обычные лампы ультрафиолетового света недостаточны, необходимы флюорометры. В Институте радиогидрометрии в лабораторных и полевых работах применяется флюорометр Тёрнера. Указанный флюорометр позволяет производить измерения концентрации красителей в непрерывном потоке и в отдельных пробах. При низкой концентрации индикатора используется флюороспектрометр Перкина — Элмера-203. Подобный прибор — цейссовский спектрофотометр с флюоресцентной насадкой ЦФМ-4 применялся и ранее. Два последних прибора предназначены лишь для анализа отдельных проб в лабораторных условиях [37].

В последние годы для определения концентрации уранина в воде стали использовать его способность адсорбироваться на активированном угле. Основанный на этом свойстве метод обнаружения уранина разработан Дж. Данном. Мешочки с активированным углем подвешиваются в родниках, в которых предполагается вынос уранина. Через мешочки протекает вода и происходит его адсорбция. В процессе опыта через определенные промежутки времени мешочки меняют. В лаборатории адсорбированный уранин элюируют этиловым спиртом с едким калием. По замеренным концентрациям строят график зависимости изменения концентрации уранина во времени. И. Вихман описал использование фильтров с активированным углем. Вместо мешочков им применялись пластмассовые трубки, в которых находился активированный уголь. Концы трубок закрывались металлическими сетками. Этот адсорбирующий фильтр задерживал уранин в концентрациях, меньших чем $1 : 40 \cdot 10^6$. Затем трубки промывали 5%-ным раствором углекислого калия. Максимум через 1/2 ч раствор окрашивался в зеленый цвет. Этот метод избавляет от постоянного наблюдения и выявляет уранин даже тогда, когда он не заметен невооруженным глазом. Применение его особенно целесообразно при долговременных наблюдениях и для обнаружения небольших количеств уранина. Последний является самым эффективным и самым дешевым индикатором при маркировке подземных вод.

Несмотря на то, что многие исследователи не рекомендуют применять уранин в опытах на угольных месторождениях, Х. Классен описывает пример удачного его использования в Рурском бассейне. В одной из шахт в юго-западной части бассейна было замечено, что примерно 1/3 поднимаемой на поверхность воды, не доходя до водоотводных канав, вновь возвращается в систему горных выработок шахты, а в другой шахте, находящейся в восточной части бассейна, появилось предположение, что приток воды в очистном забое имеет связь со стоячей водой, расположенной в

300 м от шахты. Институту водного хозяйства и гидрогеологии (ФРГ) было поручено определить эти взаимосвязи. В качестве индикатора использовали уранин. В результате исследований задачи были успешно решены, взаимосвязи установлены. Х. Классен отмечает, что использование уранина в подземных выработках каменного угля при применении правильной методики исследований является эффективным средством для выявления гидрогеологических связей и зависимостей.

При гидрогеологических исследованиях успешно применяются флюоресцирующие красящие вещества из группы родамина (сульфородамин-G-экстра, родамин-ВТ и др.), хотя чувствительность анализа здесь на два порядка ниже, чем у уранина, и для проведения исследований требуются значительные количества вещества. Недостаток родамина — легкая адсорбируемость, в связи с чем он более пригоден для прослеживания крупных подземных артерий в закарстованных районах, а также для определения взаимосвязи поверхностных и подземных вод, учитывая его устойчивость при солнечном свете.

Достоинством сульфородамина-G-экстра является хорошая фотохимическая устойчивость, небольшая зависимость флюоресценции от температуры и независимость от pH. По проведенным работам в карсте у этого красителя потерь на адсорбцию не замечено [37]. Однако в проведенных Институтом радиогидрометрии (ФРГ) лабораторных исследованиях отмечается, что адсорбционные потери его в среднем составляют 30%, при максимуме, достигающем 47%. Предел обнаружения индикатора невооруженным глазом равен приблизительно $8 \cdot 10^{-8}$ мг/л.

О свойствах родамина-ВТ, важных для гидрогеологических исследований, в литературе точных данных нет. Известно лишь, что склонность его к адсорбции невелика, с увеличением температуры (от 8 до 30° С) флюоресценция снижается, светостойкость его выше, чем у уранина [37]. Предел обнаружения невооруженным глазом составляет $6 \cdot 10^{-8}$ мг/л.

Биологические индикаторы. К биологическим индикаторам относятся споры растений и бактерии, не встречающиеся в подземных водах. Применению в качестве индикатора спор булавовидного плауна *Lycopodium clavatum* посвящено много работ. Указанные споры имеют форму тетраэдров с выпуклыми поверхностями, размером от 26 до 39 мкм. Разработан способ окрашивания спор в различные цвета, что позволяет производить одновременную маркировку одного или нескольких родников или водоносных горизонтов в различных местах одним индикатором. Химически стойкими, яркими и недорогими красителями являются: магента красная, бисмарковская коричневая, малахитовая зеленая, фиолетовая метиловая, сафранин желтый. Споры булавовидного плауна абсолютно не токсичны. В поток их вносят в виде споровой суспензии, для чего сначала разбавляют небольшим количеством воды до кашеобразной консистенции, затем добавляют воду до подвижной суспензии, которую фильтруют через мелкую прово-

лочную сетку. Для внесения суспензии в водный поток используют воронку диаметром 30—40 см, на широкое отверстие которой надета мелкоячеистая проволочная сетка. Особое внимание обращают на то, чтобы с места внесения индикатора споры не попали непосредственно в пробы и не исказили результата. Затем в маркируемую воду, в зависимости от дебита родника, вводят от 1 до 50 кг споровой суспензии [37]. В возможных местах выноса индикатора устанавливают планктонные сети из мелкоячеистой нейлоновой газовой ткани или перлоновые сетки. Наилучшим образом зарекомендовали себя планктонные сети с общей поверхностью фильтра 700—800 см^2. В качестве фильтровальной ткани служит нейлоновая газовая ткань Nibolt-25T P-25, производства Швейцарии. Планктонные сети защищают от механических повреждений с помощью покровных сетей из крупноячеистой джутовой ткани, не снижающей скорости фильтрования. Над отверстием сетки укрепляют проволочную решетку для защиты от камней и других крупных предметов. Эти сетевые наборы подвешивают в русле родника. При выборе места расположения сетей необходимо учесть возможность загрязнения и повреждения последних. В водных потоках со слабым уклоном и малыми скоростями течения сооружают уплотненные каменные плотины высотой 10—20 см с отверстием, в котором подвешивается сеть.

При отборе проб твердый материал, собранный в сети, направляется в лабораторию. Здесь споровую фракцию отделяют от прочих составных частей двумя способами — кипячением пробы в едком кали, под действием которого значительная часть органического дейтрита разрушается, и разделением фракций центрифугированием. Из уплотненного осадка готовят препараты для исследования под микроскопом. Для чистых препаратов достаточно 100—200-кратное увеличение.

Иногда вместо подвешивания сетей в роднике отбирают водные пробы, которые затем фильтруют в лаборатории. Однако в связи с тем, что доставка больших объемов водных проб в лабораторию сопряжена со значительными трудностями, этот метод применяется лишь при специальных исследованиях. Преимущества его состоят в возможности определения числа спор в известный момент времени. Недостатками метода с использованием спор являются: 1) споры, частично минуя планктонные сети, мешают последующим исследованиям; 2) ограниченность его применения в карстовых областях; 3) проведение исследований требует длительного времени.

Однако во всех работах, посвященных применению спор в качестве индикатора, отмечается, что они очень хорошо зарекомендовали себя при решении крупномасштабных задач, например таких, как определение системы стока, областей питания и разгрузки водоносных горизонтов и др.

К. Эрбель [87] описал опыт исследования карстовых областей на о-ве Ямайка с применением спор плауна. Площадь острова 11 420 км^2, из них 2/3 сложены закарстованными известняками

мощностью до 600 м. По оси острова с запада на восток проходит горная гряда Блу-Маунтин, наиболее высокая вершина которой достигает 2256 м высоты над уровнем моря. Она задерживает дующие с северо-востока пассаты, что приводит к выпадению чрезвычайно обильных осадков на севере и северо-востоке острова и постоянному недостатку воды на юге. В результате на юге острова, где проживает основная часть населения и расположены промышленные центры и сельскохозяйственные угодья, возникла проблема нехватки питьевой воды.

Центральной задачей для всего водного хозяйства острова стала необходимость составления полного водного баланса. При этом важно было выяснить, существует ли региональное направление течения подземных вод. Если его не существует, то определить, каким образом подземные воды движутся, являются ли водоразделы стабильными или возникают смещения во времени, какое количество подземных вод в прибрежной зоне поступает в закарстованную северную часть острова и нельзя ли начать использование водоносного горизонта центральной части его в районе водосбора р. Рио-Кобре с целью улучшения питьевого водоснабжения и налаживания орошения земель на юге.

Для решения этих задач с учетом гидрогеологических и геологических особенностей острова был выбран индикатор — споры плауна. Перед началом опыта были проведены предварительные исследования: 1) изучение всех имеющихся топографических и геологических карт (масштаб 1 : 50 000 и частично 1 : 5000) для определения точек появления и исчезновения родников и рек, пещер и т. д.; 2) изучение черно-белых аэрофотоснимков (масштаб 1 : 25 000) под стереоскопом для более подробного ознакомления с особенностями рельефа местности, 3) изучение инфракрасных аэрофотоснимков (масштаб 1 : 50 000), 4) обход наиболее важных участков местности и опрос местных жителей. Большое внимание уделялось уже известным данным об осадках и дебитах родников, о загрязнении воды.

До проведения опытов исследователи были почти уверены, что долины — Луидас и Линстид бэсин связаны друг с другом водоносными горизонтами. Также существовало предположение об обезвоживании р. Педро-ривер в результате отвода части воды из нее в долину Луидас. Но доказать это опытным путем пока еще не удавалось.

Для введения индикатора были выбраны реки Педро-ривер, Крофтс-ривер и Савана-ривер. В качестве красителей спор использовали малахитовый зеленый, магенту красную, фиолетовый метиловый. Необходимое количество спор для каждой реки было определено эмпирически: 600 г спор на 1 км предполагаемого водоносного горизонта с дебитом 0,3 $м^3/с$. Соотношение спор к количеству красителя и к количеству воды для разбавления спор: 1 кг спор: 15 г красителя: 1,5 л воды. В итоге расчетов получилось, что для р. Педро-ривер необходимо иметь 20 кг спор (малахитовая зе-

лень), р. Крофтс-ривер 15 кг (магента красная) и р. Савана-ривер 10 кг (фиолетовый метиловый).

В результате исследований была прослежена по всему руслу на поверхности и под землей самая большая река острова Педро-ривер. Оказалось, что часть ее воды поступает в долину Луидас. Был выяснен характер взаимосвязи между реками Крофтс-ривер, Рио-Кобре и Педро-ривер. Определить подземную трассу р. Савана-ривер не удалось, так как окрашенные фиолетовым красителем споры не были обнаружены ни в одной пробе. Выполненные исследования позволили в основном определить размеры области водосбора р. Рио-Кобре, что даст возможность рассчитать водный баланс долины Линстид-бэсин.

В зарубежной литературе неоднократно отмечалось о возможности применения бактерий, в частности *Serratia marcescens* для маркировки карстовых подземных вод [37]. Указанные бактерии в подземных водах не встречаются, в санитарном отношении безвредны, обладают ярко-красной окраской, т. е. в основном удовлетворяют требованиям, предъявляемым к индикаторам. Однако оценки результатов применения их при решении гидрогеологических задач расходятся. Так, в работе автор делает вывод, что данные по определению скорости и направления движения подземных вод, полученные с помощью бактерий *Serratia marcescens*, нельзя считать удовлетворительными. Однако весьма интересные результаты были получены при маркировке этими бактериями вод Дуная у г. Иммендинген (ФРГ). Введение бактерий было произведено за 3 ч до внесения бурых спор в подземные воды. Через 16,5 ч после введения бактерии были обнаружены в роднике Ах, а бурые споры в этом же роднике через 26—40 ч после введения. Кроме этого родника, *Serratia marcescens* появились еще в семи наблюдательных пунктах, а бурые споры в пяти. Многочисленные опытные работы, проведенные за последние 100 лет в этом районе, указывали лишь на гидрологическую связь Дуная и родника Ах. Следовательно, применять бактерии *Serratia marcescens* следует в комплексе с другими индикаторами.

Активационные индикаторы. Основными представителями этих индикаторов являются бромистый аммоний, комплексное соединение марганца и этилендиаминтетрауксусной кислоты (ЭДТУ), лантана и ЭДТУ, сульфат кадмия и др.

В местах предполагаемого выноса индикатора отбирают пробы, которые затем облучают. Активируемый при этом индикатор характеризуется определенным радиоактивным излучением. По измеренной радиоактивности делается вывод о концентрации индикатора в пробе [37].

Преимущества этого метода заключаются в том, что для опытных работ требуется небольшое количество индикатора, используются совершенно безопасные нерадиоактивные вещества, отобранные пробы до их облучения можно хранить довольно долго. Возможно применение сразу нескольких индикаторов, так как они

могут быть определены в одной пробе одновременно. Кроме того, активационные индикаторы не абсорбируются и не подвергаются ионному обмену в процессе опыта.

К недостаткам метода относится то, что некоторые индикаторы довольно дороги, необходимо также располагать источником нейтронов и реактором. Переносная аппаратура почти не применяется, поэтому требуется транспортировка многочисленных проб к месту нахождения реактора. Применение активационных индикаторов, еще недостаточно опробованных [37], целесообразно пока лишь для научных исследований.

Другие индикаторы. В значительно меньшей степени используются в качестве индикаторов такие вещества, как детергенты, пахучие вещества, альдегиды и др.

Детергенты — это пенообразующие вещества. На этом свойстве основан способ их обнаружения в водных пробах. Мягкие детергенты — алкилбензолсульфонаты представляют собой желтые растворы со слабой щелочной реакцией, которые даже при температурах, близких к точке замерзания, не дают осадка. К жестким детергентам относятся тетрапропиленбензолсульфонаты. Методика проведения опытных работ аналогична описанным выше. Отобранные пробы воды помещают в специальные колбы и взбалтывают, высота образующейся при этом пены характеризует концентрацию индикатора в пробе [238].

Преимущества детергентов заключаются в их низкой стоимости и легкости количественного определения в больших разбавлениях (10^{*6} мг/л и ниже), предел качественной индикации значительно выше. Следует отметить, что в ФРГ существует закон о детергентах от 1/X 1964 г., согласно которому применять можно лишь те из них, которые полностью разлагаются под действием живых организмов. На II Международной гидрогеологической конференции во Фрейберге отмечено, что несмотря на низкую стоимость и простоту качественного и количественного определений, детергенты не получили широкого распространения.

При изучении движения карстовых вод иногда в качестве индикаторов используются вещества с сильным и характерным запахом. К ним относятся изоборнилацетат, который является составной частью различных ароматических хвойных масел, изоамилсалицилат — продукт салициловой кислоты и изоаминового спирта, дипенты — смеси лимонных, апельсиновых и померанцевых кислот, характеризующиеся интенсивным запахом цитрусовых [238]. Они запускаются в водный поток в виде водных эмульсий. Эти вещества безвредны, не адсорбируют, наличие их в водных пробах легко определяется в больших разбавлениях [37, 238].

В зарубежной литературе встречается описание применения альдегидов в качестве индикаторов.

* *
*

Из краткого обзора состояния использования за рубежом нерадиоактивных индикаторов для изучения динамики подземных вод видно, что они широко применяются для указанных целей.

Однако большинство зарубежных ученых пришло к выводу, что оптимального индикатора, пригодного для всех случаев, не существует и успешное решение поставленных задач с учетом геологического строения и гидрогеологических особенностей районов может быть осуществлено при одновременном применении нескольких индикаторов.

Так, Х. Батч [37] описал опыт одновременного использования двух красителей, позволивших установить ранее не известную взаимосвязь карстовых вод с подземными водами других водоносных горизонтов. Ф. Дош в 1968 г. в своем опыте использовал в качестве индикаторов хлористый литий и родамин. Х. Беренс в 1973 г. провел исследования по обнаружению нескольких флюоресцентных красителей, содержащихся в одной пробе, с помощью спектрофотометров с двумя монохроматорами.

И. Цётль [297] описал опыт, выполненный им в 1963 г. в районе г. Граца, где в карстовую воронку Фелиферхоф были одновременно запущены споры плауна (5 кг), родамин-В (1,5 кг), бромистый аммоний (30 кг) и иод-131 (300 нКи). Из рис. 30 видно, что пики прохождения указанных индикаторов не совпадают. Споры плауна значительно опередили индикаторы, находящиеся в растворенном состоянии. Этот опыт был повторен. В указанную воронку в одно и то же время было запущено

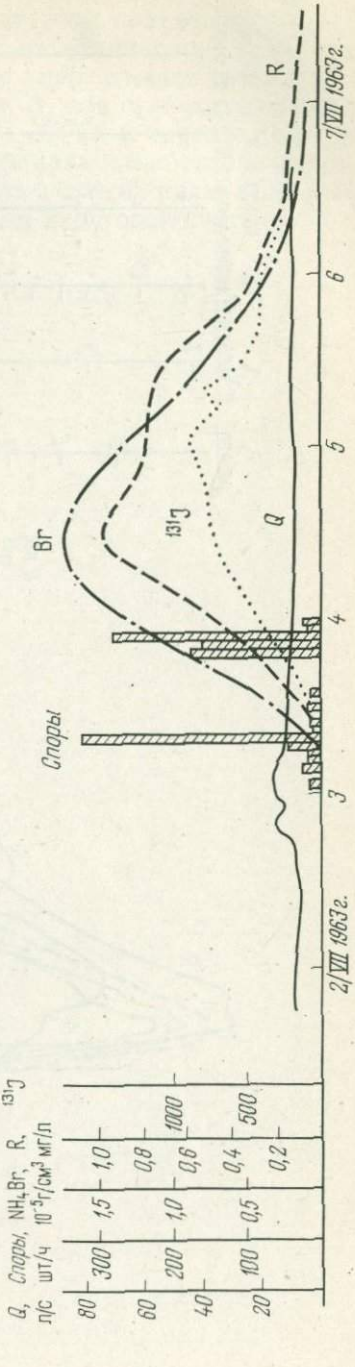


Рис. 30. Кривые прохождения индикаторов в карстовой области в районе г. Граца [297] (R — радомин-В)

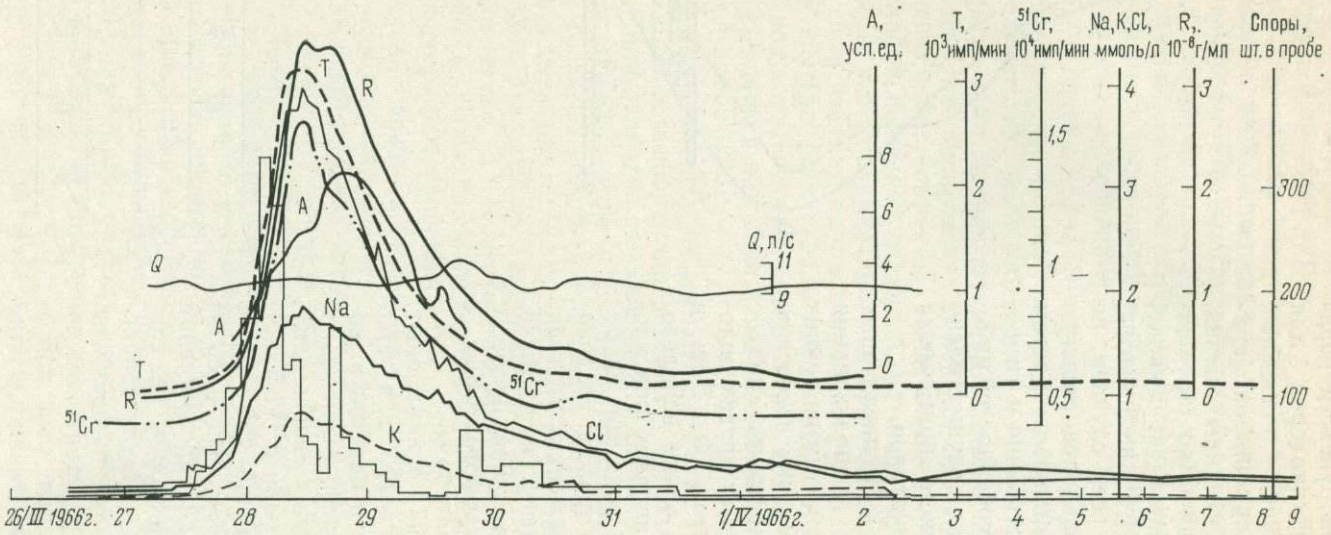


Рис. 31. Кривые прохождения индикаторов в роднике Брюндль в 1966 г. [297] (A — сульфонат алкилбензола, R — сульфородомин-G-экстра)

10 кг сульфоната алкилбензола, 5 Ки трития, 137 нКи хрома-51-ЭДТУ, 300 кг поваренной соли, 100 кг калийной соли, 70 кг сульфородамина-G-экстра, 5 кг спор плауна, окрашенных в фиолетовый цвет. Кривые прохождения индикаторов приведены на рис. 31. Максимум прохождения для спор отмечен примерно через 45 ч после введения (скорость 17,8 м/ч), для сульфородамина-G-экстра, хлора, калия, натрия, хрома-51-ЭДТУ и трития 51,5—55,5 ч (скорость 15,5—24,4 м/ч), для сульфоната алкибензола через 62 ч (скорость 13 м/ч). Опережение спорами других индикаторов характерно для всех опытов, проведенных в карстовой системе.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Широкое изучение природной среды с помощью материалов аэрокосмических съемок начало выделяться как самостоятельное направление с 1960 г. и особенно развилось в связи с выполнением программ космических исследований в СССР и США. Эти исследования базируются на анализе результатов физических взаимодействий между природными и антропогенными образованиями земной поверхности и зафиксированными дистанционными измерительными устройствами величинами электромагнитной энергии в определенных диапазонах волн [36].

Использование космических снимков для изучения среды, и в том числе гидрогеологии, представляет дальнейшее развитие аэрометодов, причем значение аэрометодов не снижается с появлением космической информации. Аэроснимки продолжают играть большую роль при крупномасштабных исследованиях, а, главное, для осуществления имитационных экспериментов, направленных на отработку методов и аппаратуры, которую предполагается затем устанавливать на космических носителях для осуществления запланированных программ. Это правомерно, так как в использовании аэро- и космических снимков отмечается много общего [36]. Но космические снимки отличаются от аэроснимков масштабом получаемых изображений, значительно большим территориальным охватом и меньшим, по сравнению с аэроснимками, разрешением на местности; для космических фотоснимков значительно возрастает значение передаточных функций атмосферы.

В настоящее время для исследования окружающей среды дистанционными методами используется ограниченный диапазон электромагнитного спектра — от 0,4 до 14 мкм, т. е. съемка в видимых и инфракрасных лучах. Для проведения этой съемки разработана аппаратура, устанавливаемая на самолетных или космических носителях. Различаются два класса аппаратурных систем: фотографические и нефотографические (сканирующие) системы. Фотографические системы предназначены для съемок в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне спектра (0,4—0,9 мкм), а нефотографические могут работать в широкой области спектра.

Для целей гидрогеологии наиболее приемлемы съемки, выполняемые в узкой зоне видимого и инфракрасного излучения (в диапазоне 0,6—14 мкм), но могут использоваться материалы, выполненные либо в широком диапазоне видимого спектра (0,4—0,8 мкм), либо в узких зонах спектра, получаемые в результате многозональных (или мультиспектральных) съемок. Так, на самолетах и космических носителях устанавливаются аппараты, проводящие съемку в спектральных диапазонах от 3 до 12. Например,

фотосъемочный аппарат МКФ-6, разработанный совместно немецкими и советскими специалистами, проводит съемку в шести спектральных диапазонах видимой и ближней инфракрасной зоны электромагнитного спектра.

Материалы фотографических съемок, как правило, представляются в виде фотоснимков, результаты нефотографических видов съемки могут быть представлены в виде записи на магнитной ленте, в цифровой форме или в виде снимка. Информация, получаемая в цифровой форме или на магнитной ленте, наиболее приспособлена к обработке машинным способом. Видеоинформация, представленная в виде черно-белых или цветных снимков, нуждается в тематическом дешифрировании, независимо от того, получены они фотографическим или нефотографическим (сканерным) методом. Однако при дешифрировании необходимо учитывать тот диапазон электромагнитного спектра, в котором произведена съемка, так как в зависимости от этого на снимках найдут отражение те или иные природные объекты или физическое состояние их, которые могут рассматриваться в качестве индикаторов подземной гидросферы.

Для практической работы изготавливаются, по данным фотографической или сканерной съемок, различные снимки — черно-белые, цветные (в естественных тонах) и спектрозональные (или ложноцветные, т. е. выполненные в условной цветовой гамме) в оригинальных масштабах или с различным увеличением. Сравнение информативности этих материалов проводилось при специальных исследованиях.

Сложность применения аэрокосмических снимков в гидрогеологических исследованиях обусловлена тем, что объект исследования — подземные воды — не находит на таких материалах непосредственного отражения. В связи с этим при изучении подземной гидросферы используется только индикационное дешифрирование. По определению Э. Баррета и Л. Куртиса [36], под индикационным дешифрированием понимается процесс, позволяющий определить с помощью умозаключений *невидимые* характеристики. При гидрогеологическом дешифрировании эти умозаключения основываются на взаимосвязях между подземными водами и природными особенностями территории, получающими на материалах аэрокосмических съемок непосредственное отражение в тоне и структуре рисунков изображения.

В зависимости от примененных методов дистанционного зондирования в качестве таких индикаторов гидрогеологических параметров выступают либо компоненты ландшафта (рельеф, растительность), имеющие на снимках, выполненных в видимой зоне электромагнитного спектра, непосредственное отражение в тоне и структуре рисунка, либо элементы геологического строения местности, находящие отражение в этих же зонах в текстуре рисунков изображения; либо физическое состояние (температура) поверхностных горизонтов Земли или растительного покрова, фиксируемые при тепловой инфракрасной съемке. Следовательно, для одно-

значной интерпретации, т. е. дешифрирования, аэрокосмической информации для целей гидрогеологии непременным условием является установление связей между подземными водами и теми или иными параметрами окружающей среды, находящими на снимках непосредственное отражение.

Применение для целей гидрогеологии аэрокосмической информации в видимой и ближней инфракрасной зонах спектра представляет собой наиболее разработанную область дистанционной гидрогеологии; использование тепловых инфракрасных съемок пока только находится на стадии экспериментального изучения.

Перспективность материалов аэрокосмических съемок в видимой зоне спектра для гидрогеологических исследований показывается во многих работах. Эти исследования проводились на основе материалов аэросъемки уже давно, но наиболее актуальными эти разработки стали в связи с широким потоком дистанционных материалов, получаемых в результате съемок из космоса. Получение материалов более мелкомасштабных съемок из космоса изменило не только территориальный охват, но и, главное, состав индикаторов подземных вод. Если при дешифрировании крупномасштабных аэроснимков одно из важных мест занимают растительные индикаторы, то с уменьшением масштаба съемок все большее значение приобретают геоморфологические и ландшафтные комплексные индикаторы, которые позволяют отдешифрировать по снимкам геолого-структурную ситуацию, на основании чего можно судить о гидрогеологических условиях. При визуальном дешифрировании широко используется современная аппаратура, наиболее распространены стереоскопы Цейса и Вильда, стереопланиграфы и др., а также оптико-электронная аппаратура.

Изучение гидрогеологических условий дистанционными методами осуществляется в различных регионах, начиная от гумидных районов умеренных широт до аридных и субаридных регионов субтропических и тропических зон.

Аэрокосмические снимки широко используются при поисках пресных вод в аридных областях, изучении зоны аэрации, а также природных процессов, обусловленных деятельностью подземных вод (оползни, карст, просадки, засоление и заболачивание).

Такие исследования и практическое использование снимков на основе геологического дешифрирования осуществлялось в засушливых областях Австралии [83], США [145] и других районах. Так, черно-белые мелкомасштабные аэроснимки были использованы для поисков водопунктов в полупустынном районе Австралии на площади около 10 000 км^2, представляющей плоскую аллювиальную равнину. По снимкам были выделены долины рек и сухих русел, песчаные массивы и водопункты (водохранилища, колодцы, родники, скважины), для которых определены их тип и глубина (первого от поверхности водоносного горизонта).

В области с гумидным климатом визуальное дешифрирование аэрокосмических фотоматериалов, основанное на выявленных взаи-

мосвязях подземных вод с компонентами ландшафта, имеющими прямое отображение на снимках в фототоне и фоторисунках, находит применение при поисках неглубоко залегающих грунтовых вод в верховодки, изучении подземных вод карстовых массивов, при гидрогеологическом картировании и районировании. Так, Х. Х. Грумэжеску [118] считает эффективным использовать черно-белые снимки для выявления площадей распространения неглубокозалегающих грунтовых вод, но эти материалы не позволили ему оценить водовмещающие породы и химизм подземных вод. А. Виберг [270] на основании установленных корреляций между рельефом и механическим составом отложений по аналогичным фотоснимкам определил глубину и мощность первого водоупорного горизонта, представленного глинами. Внимание исследователей привлекает возможность использования аэрокосмических снимков для изучения гидрогеологических особенностей карстовых регионов, их картографирования и оценки водных ресурсов. Такие исследования проведены в Венгрии и во Франции.

Дешифрирование аэроснимков позволяет выявить также взаимозависимость поверхностных и подземных вод. Так, в долине р. Дие (Чехословакия) дешифрирование показало, что часть затопляемых в паводок площадей летом не имеет связи с рекой, питание грунтовых вод происходит со стороны террас, а фильтрация вод из реки не играет роли. Размеры затопляемых площадей зависят от грунтовых вод и их обильности перед половодьем, величин весеннего стока, испарения и транспирации.

Большое внимание исследователей привлекает возможность широкого и планомерного использования материалов многозональных (мультиспектральных) съемок, выполняемых в узких зонах видимого и ближнего инфракрасного диапазона электромагнитного спектра. При работе с многозональными космическими снимками значительную информацию можно извлечь по составным цветокодированным изображениям, которые могут быть получены фотографическим путем или с помощью оптико-электронной аппаратуры. Так, например, на предприятии «Карл-Цейс» в Иене совместно с Институтом космических исследований АН СССР сконструирован аддитивный проектор МСП-4 для интерпретации результатов съемки многозональной камерой МКФ-6. Проектор МСП-4 позволяет получить цветокодированные изображения, увеличенные до 5 раз. Для синтезирования многозональных снимков разработаны также различные оптико-электронные приборы, осуществляющие синтез по нескольким каналам с выводом изображения на экран и последующим фотографированием полученного составного цветокодированного изображения [183]. Материалы синтеза многозональных снимков, представленные в виде цветных увеличенных изображений, широко используются при составлении карт переувлажненных земель. На основе анализа многозональных аэроснимков в США в штате Аризона определяли расход подземных вод на эвапотранспирацию, расцениваемый как непроизводительные потери пресной воды. Установлено, что использование этих

материалов целесообразно при глубине залегания грунтовых вод до 9 м [145].

Использование многоспектральных снимков, полученных с искусственного спутника Земли ЕРТС-I («Лэндсат»), позволило обнаружить кольцевые структуры, связанные с деятельностью термальных вод в кальдере каньона Ногалес в Нью-Мексико.

Благодаря своей обзорности и объективному отражению в плане всех особенностей территории, аэрокосмические снимки наиболее эффективны для составления картографических документов. Это подтверждается экспериментальными и экспериментально-производственными работами, выполнявшимися в различных физико-географических и структурно-геологических условиях. Например, в центральной и западной Лапландии, где грунтовые воды локализуются в озах, камах и других формах флювиогляциальных отложений, использование черно-белых аэроснимков позволило составить гидрогеологические карты. На картах нашли отражение основные условия распространения водовмещающих пород, пути фильтрации подземных вод, области их питания и разгрузки. Космические снимки, полученные с американского искусственного спутника «Лэндсат», были использованы для составления гидрогеологической карты Северной Канады, на которой показаны уровни залегания грунтовых вод, распространение линз подземных вод; были определены хорошо выраженные геологические структуры и разломы, контролирующие движение подземных вод; выделены и определены районы накопления и разгрузки подземных вод. Аналогичные космические снимки использованы В. Герлахом [107] для составления карты обводненных разломов восточной части Рейнских сланцевых гор. На снимках они дешифрировались в виде системы линеаментов, значение которых для оценки водных ресурсов было определено при наземных изысканиях.

Космические многозональные снимки, полученные с искусственного спутника «Лэндсат» и с орбитальной станции «Скайлэб», были использованы для изучения гидрогеологических условий и картирования грунтовых вод в пампасах Аргентины. Дешифрирование снимков, подтвержденное наземными исследованиями, показало, что растительность аргентинских пампасов отражает изменения в минерализации и уровне залегания грунтовых вод. Наиболее контрастные дешифровочные признаки выявлены на снимках, выполненных в ближней инфракрасной зоне электромагнитного спектра. Для этого региона выявлены и описаны дешифровочные признаки индикаторов минерализации и уровня залегания грунтовых вод, распространенных в бессточных котловинах, эоловых отложениях, коренных дочетвертичных породах. На карте, составленной по космическим снимкам, выделены районы, различающиеся по гидрогеологическим условиям, нанесены тектонические нарушения, имеющие гидрогеологическое значение. Эти исследования дополнялись наземными наблюдениями, в результате чего на один из районов составлена в изолиниях карта глубин грунтовых вод, залегающих до 10 м, и схема дешифрирования уровня залегания

грунтовых вод всего региона. Аналогичные многозональные снимки послужили основой для гидрогеологического районирования во Франции [275].

Для картографического отображения результатов дешифрирования наиболее целесообразно использовать фотосхемы и фотокарты, составляемые на основе трансформированных снимков из космоса, так как в этом случае облегчается такой трудоемкий процесс, как перенос выделенных на снимке контуров на картографическую основу. Предварительная обработка космических снимков осуществляется с помощью ЭВМ. Такие схемы и фотокарты составлены по снимкам, полученным с искусственного спутника «Лэндсат», на всю территорию США и ряд крупных регионов.

Картографирование избыточно увлажненных земель (болота, прибрежные марши) непосредственно примыкает к гидрогеологическим исследованиям, проводимым по аэрокосмическим материалам. Картографирование таких участков, например, было проведено в центральном Атлантическом регионе [53]. Для составления карты масштаба 1 : 250 000 были использованы увеличенные отпечатки синтезированных снимков (цветных составных изображений), полученных с искусственного спутника ЕРТС-I. На картах штата Виргиния были выделены участки болот с различной глубиной залегания грунтовых вод, песчаные массивы и солоноватые болота. В штате Делавэр инвентаризация избыточно увлажненных земель проведена на основе визуального дешифрирования многозональных аэроснимков, включая снимки, выполненные в ближней ИК-зоне электромагнитного спектра. В результате составлены карты болот в масштабах 1 : 24 000 и 1 : 60 000. Многозональные снимки с искусственного спутника «Лэндсат» были использованы также для картографирования периодически затопляемых побережий Сальвадора, где по увеличенным отпечаткам составлены карты масштаба 1 : 300 000. Различные типы болот (солончаковатые, прибрежные и другие) с неглубоко залегающими грунтовыми водами выделены по космическим снимкам в бассейнах рек Шарантэ и Содр (Франция), на побережье Чесапикского залива (США) [183]. На космических фотографиях и мелкомасштабных черно-белых аэроснимках, выполненных в зимнее время, зоны повышенной влажности, приуроченные к тектоническим нарушениям, дешифрировались по темным линиям, выделяющимся на фоне площадей, покрытых снегом и имеющих благодаря этому светлый фототон.

Этими и другими исследованиями установлено, что степень увлажнения почвы и участки с неглубокозалегающими грунтовыми водами или верховодкой наиболее достоверно дешифрируются на снимках, выполненных в зоне 0,8—1,1 мкм.

Таким образом, индикационное дешифрирование аэрокосмических фотоматериалов основывается на широком круге природных индикаторов. При изучении подземных вод учитывают геологию поверхностных отложений, структурные особенности территории, почвенно-растительные индикаторы. В качестве показателей гидро-

геологических условий выступают также отклонения в сроках таяния льда, распределение снежного покрова, флуктуации рек и береговых линий озер и другие признаки, находящие отражение в фототоне и рисунке фотоизображения.

Как показывает анализ работ по использованию аэрокосмических снимков для изучения и картографирования грунтовых вод и гидрогеологических условий, использование только одних дистанционных материалов недостаточно для получения достоверных результатов. Непременным условием такого рода работ является проведение наземных исследований традиционными методами, что позволяет установить достоверность выявленных дешифровочных признаков подземных вод, т. е. установить характер фотоизображения их природных или антропогенных индикаторов.

Несмотря на ряд достижений в области индикационного дешифрирования для целей гидрогеологии по аэрокосмическим материалам, полученным в результате съемки в видимой и ближней ИК-зоне электромагнитного спектра, за рубежом большое внимание уделяется определению возможностей использования в гидрогеологических исследованиях информации, позволяющей относительно непосредственно судить о подземных водах. Таким видом информации считаются материалы съемок, выполненных в дальней ИК-зоне электромагнитного спектра или тепловой инфракрасной съемки. Преимуществами такой съемки считаются независимость ее от погодных условий. В ряде случаев материалы ночных инфракрасных тепловых съемок признаются более пригодными для гидрогеологического дешифрирования.

При тепловой инфракрасной съемке, выполняемой в диапазоне электромагнитного спектра 8—14 мкм, фиксируется тепловое излучение различных объектов. Таким образом, дешифрирование полученных снимков основывается на изучении и отграничивании площадей, характеризующихся различными температурами поверхностных образований. Эти различия в значительной степени определяются гидрогеологическими условиями зоны аэрации.

Установленные зависимости между температурой листовой поверхности растительного покрова, рассматриваемой в качестве индикатора влажности почв, а также выявление зависимостей между температурой почв и их влажностью, раскрывают пути использования тепловых инфракрасных снимков, полученных с космических носителей, для определения влажности почв, а, следовательно, косвенно — и для изучения неглубокозалегающих грунтовых вод и верховодки.

Для обоснования возможностей применения тепловой инфракрасной съемки, выполненной с космических носителей, для гидрогеологических целей в США было проведено исследование влияния уровня грунтовых вод на характер изображения, полученного в результате тепловой инфракрасной съемки (называемых иначе ИК-снимками), изучено соотношение температуры почв и глубины залегания уровня грунтовых вод. В результате было установлено, что по тепловым ИК-снимкам можно определить изменение глу-

бины залегания подземных вод на фоне изменений влажности, но на характер изображения влияет также интенсивность испарения, что затрудняет дешифрирование.

Определение круга гидрогеологических задач, решаемых с помощью материалов тепловой инфракрасной съемки, проводилось в различных странах первоначально на материалах аэросъемок. Так, с помощью дистанционных методов выявлены горячие источники на западном побережье Индии, сопряженные с линеаментами и центрами землетрясений. Индикация неглубоких водоносных горизонтов по характеру таяния снега была проведена по ИК-снимкам Южной Дакоты (США). При сопоставлении с результатами дешифрирования наземных материалов обнаружена хорошая сходимость. Там же, в Южной Дакоте, дешифрирование тепловых ИК-снимков было проведено для обнаружения родников и заброшенных самоизливающих скважин. А при дешифрировании тепловых инфракрасных изображений долины р. Бич-сиу-ривер (штат Южная Дакота) по темным тонам снимка были выделены неглубокозалегающие подземные воды и выходы вод, последние дешифрировали по характеру ледового покрова на реках.

Исследование снимков, полученных в результате тепловой инфракрасной съемки с высотного самолета, было проведено в США для разработки методики картирования подземных вод по этим материалам. Дешифрирование ИК-снимков аридных районов Техаса, выполненных ночью с высоты 9—10,5 км, позволило наметить геотермальные аномалии до 0,1° С, характеризовавшие наличие пресных подземных вод в известняковой формации на глубине до 200 м. Особенно четко фиксировались положительные геотермальные аномалии вдоль зон дробления, закрытых разломов и т. п. По тепловым ИК-снимкам, выполненным в предрассветные часы с высотного самолета, были выявлены неизвестные ранее источники, а также участки разгрузки грунтовых вод вдоль отмелей и песчаных берегов р. Лехиг (штат Пенсильвания, США). На снимках были отдешифрированы источники с дебитом до 4 л/мин. Наземные исследования подтвердили правильность проведенного дешифрирования. Эти работы подтвердили пригодность тепловых инфракрасных изображений, выполненных с высотного самолета.

Снимки теплового поля в ИК-диапазоне электромагнитного спектра, сделанные с самолетов, оказались эффективными для выявления участков выхода тепловых и холодных вод, а также для получения дополнительных данных о водовмещающих породах.

Однако наибольшее значение тепловые инфракрасные съемки имеют для определения тех гидрогеологических параметров, которые не могут быть выявлены другими дистанционными методами и которые сложно определить при наземных исследованиях. К ним относится установление и точная локализация на местности подводной (субаквальной) разгрузки подземных вод. Определением возможностей использования тепловой инфракрасной съемки для решения этой задачи занимались многие исследователи. Эти разработки дали положительные результаты. Так, субаквальные кар-

стовые источники были обнаружены в оз. Медисин (США) по ИК-снимкам, полученным в результате съемки, проведенной осенью для получения наибольших температурных контрастов. Выходы термальных вод в оз. Аббе (Эфиопия) были выявлены по снимкам, выполненным в тепловом инфракрасном диапазоне (8—14 мкм), что было обосновано самолетными экспериментами и анализом данных со спутников.

В штатах Монтана и Айдахо (США) тепловая ИК-съемка применялась для обнаружения притока подземных вод на протяжении 88 км вдоль р. Колумбия. По разности температур поверхностных и подземных вод выявлены участки разгрузки последних; установлено, что увеличение расхода воды р. Кларкфорк с 28 до 71 $м^3/с$ связано с притоком подземных вод. В пределах оз. Бич-Куил (Канада) на площади 250 $км^2$ по космическим снимкам выявлено девять участков субаквальной разгрузки подземных вод, площадь которых достигала 4 $км^2$. На снимках области разгрузки отличались от спиральных и донных течений вод озера.

Особое внимание привлекает использование материалов тепловых инфракрасных съемок для выявления участков субмаринной разгрузки вод. В этом отношении проделана большая работа в различных странах — Великобритании, Японии, США и др. Так, в Великобритании с помощью тепловой инфракрасной съемки, выполненной в диапазоне 8—14 мкм, на побережье определены участки разгрузки вод меловых отложений по разности температур с водами моря, которые достигали 3,9° С. В Японии использование ИК-сканера с диапазоном 8—14 км, установленном на спутнике, тоже дало возможность обнаружить субмаринные источники. Дешифрирование материалов аналогичной космической термальной съемки обнаружило выходы восходящих вод вдоль побережья Сахары.

Вопросы динамики подземных вод интересуют гидрогеологов не только с точки зрения обнаружения участков различных гидродинамичных зон, в частности, разгрузки, но и изменений в подземной гидросфере, происходящих за определенный промежуток времени. Для этого исследуется информация, полученная дистанционными методами на один и тот же участок, но через некоторые промежутки времени. Например, по разновременным снимкам, полученным с искусственного спутника ЕРТС-I (Лэндсат), установлена динамика грунтовых вод на избыточно увлажненных побережьях, причем лучшие результаты получены по синтезированным цветным изображениям и тепловым ИК-снимкам [53].

Помимо этих задач, аэрокосмические материалы съемок в тепловой инфракрасной зоне электромагнитного спектра использованы при изучении и картировании загрязнений подземных вод, вызванных антропогенными факторами. Так, по ИК-снимкам закартированы участки загрязнений грунтовых вод, вызванных эксплуатацией серных и других месторождений методом подземного выщелачивания.

Вопросы дистанционного зондирования для целей изучения, рационального использования и охраны грунтовых вод рассматриваются на многих международных симпозиумах и конференциях. Например, эти вопросы затронуты на Международном симпозиуме по охране вод, который работал в Страсбурге в 1974 г., на Международной конференции ассоциации картографов в Москве в 1976 г. [217]. Материалы дистанционного зондирования считают возможным рекомендовать для контроля (мониторинга) за гидрогеологическими условиями и загрязнением подземных вод.

Изучение путей использования для гидрогеологических целей других видов дистанционных съемок пока не получило значительного распространения, хотя уже давно указывалось на возможность использования материалов, полученных в результате съемок в длинноволновой части электромагнитного спектра. Так, отмечалось что космическая микроволновая съемка в диапазоне 0,3—10 см (пассивная микроволновая радиометрия) интересна при определении степени увлажненности поверхностных отложений. Возможности применения материалов пассивной микроволновой съемки для изучения верховодки проанализированы в Калифорнии [222]; рассматривались также перспективы применения радиоволновой съемки для изучения глубины залегания и минерализации подземных вод. Но эти работы пока еще остаются на уровне единичных экспериментов.

В результате проведения экспериментальных и опытно-производственных работ большинство исследователей приходят к заключению о целесообразности практического использования определенного комплекса дистанционных и наземных исследований для решения наибольшего числа гидрогеологических задач. В связи с этим проводятся исследования по оценке комплекса материалов аэрокосмических съемок. Так, например, в США [222] были проведены исследования снимков, выполненных в видимой и ближней инфракрасной зоне, материалов тепловой инфракрасной, радарной и пассивной микроволновой съемок с целью определения возможностей использования и комплексирования их для установления уровня грунтовых вод. Анализ включал определение физических характеристик почвенной влаги, температуры и растительности. Все исследования проводились с полевым контролем. В результате авторы определили следующие пути целесообразного использования дистанционных методов:

— изучение всего региона для рационального размещения скважин наблюдения (проводится по материалам съемок в видимой и ближней инфракрасной зоне спектра);

— изучение общих условий окружающей среды для лучшей интерпретации и интерпретации данных, полученных по скважинам (по тем же материалам);

— непосредственное получение и интерпретация сведений об условиях формирования и распределения верховодки или основных индикаторов ее существования (комплекс съемок в видимой и инфракрасной зоне).

Комплекс дистанционных методов (аэрокосмические снимки, материалы съемок в рентгеновых и ультрафиолетовых лучах и в инфракрасной зоне спектра) был использован в Великобритании для изучения возможностей использования их при выявлении горизонтов подземных вод и их надземной разгрузки. Использование тепловизора ИК-диапазона, работавшего в двух интервалах 3—5 и 8—14 мкм с разрешением 0,2° С на 1 м, позволило выделить источники и уровни залегания грунтовых вод [72].

В настоящее время в связи с огромным потоком материалов аэрокосмических съемок уделяется большое внимание вопросам автоматизации дешифрирования этой информации при использовании ее в геолого-географических целях, в том числе и для решения гидрогеологических задач [220]. В этом направлении практически разработаны два пути автоматизированной обработки аэрокосмических снимков: 1) использование оптико-электронной техники и ЭВМ для разложения изображения снимка по оптическим плотностям, так называемый, *эквиденситный метод*; 2) реализация на ЭВМ программы *человеко-машинного* комплекса [220] и применение ЭВМ для автоматизированного дешифрирования информации, представленной в цифровом варианте. Так, этот вариант обработки был использован для выделения солоноватых болот и составления схемы в масштабе 1 : 20 000 по снимкам, полученным с искусственного спутника «Лэндсат» [53].

Для дальнейшего широкого внедрения материалов аэрокосмических съемок в практику работы гидрогеологов, очевидно, необходимы: 1) широкая информация специалистов о выполненных космических съемках и имеющихся материалах; 2) информация о возможностях дистанционных методов для решения конкретных гидрогеологических задач и методике работы с аэрокосмическими материалами; возможно, целесообразно расширить специальное обучение методам дешифрирования аэрокосмической информации; 3) усовершенствование автоматизированной обработки космической информации для обеспечения скоростных методов картографирования подземных вод, их динамики и связанных с ними процессов, в том числе и обусловленных антропогенной деятельностью.

Информация о выполненных космических съемках и полученных материалах содержится, помимо общенаучных работ, в многочисленных альбомах, атласах, справочниках, которые публикуются центрами по дистанционному зондированию. Так, например, в США по материалам съемок с космического корабля «Джемини», помимо альбомов аннотированных снимков, опубликованных в 1967—1968 гг., вышел альбом, иллюстрирующий возможности использования этих снимков в различных отраслях наук о Земле и хозяйства [79]. Снимки, полученные с космического корабля «Аполлон» и орбитальной станцией «Скайлэб», опубликованы в 1970 г. в книге «This Island Earth».

Большой по объему материал космических снимков почти всего земного шара, полученный в результате осуществления програм ЕРТС-I («Лэндсат»), систематизируется в специальных ка-

талогах и широко рекламируется путем издания красочных альбомов. Например в 1976 г. опубликованы альбомы аннотированных снимков, иногда дополненных схемами тематического дешифрирования [183]. Альбомы космических снимков, выполненных американскими космическими кораблями и искусственными спутниками Земли, публикуются также в других странах. Например, Центр космических исследований в ФРГ опубликовал альбомы аннотированных и частично отдешифрированных снимков, полученных с космического корабля «Джемини» и искусственного спутника «Лэндсат».

Необходимость подготовки кадров, владеющих методами дешифрирования материалов космических съемок, послужила стимулом для создания учебных и справочных пособий. Так, опубликован «Космический справочник для всех», который содержит указатель источников фотографической информации, перечень видов и краткую характеристику современных дистанционных методов и получаемых материалов. Для студентов и специалистов выпущены учебные пособия и обзорные монографии [36], в которых содержится изложение физических основ дистанционных наблюдений, характер получаемой информации, методика ее дешифрирования, количественные методы анализа и обработки данных. Однако специальной монографии, посвященной использованию этих методов в гидрогеологии, за рубежом нет.

ФИЛЬТРЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКВАЖИН И ИХ ГИДРАВЛИКА

Фильтры для скважин на воду являются одним из важнейших элементов их оборудования, в конечном счете определяющим эффективность буровых работ и качество гидрогеологических исследований при разведке и оценке запасов подземных вод, а также при получении достоверных сведений о режиме водоносных горизонтов. Развитие гидрогеологических исследований, увеличение объемов строительства водозаборных и дренажных сооружений привело к росту объемов производства фильтров для скважин на воду, которых только в централизованных условиях в нашей стране выпускается около 600 тыс. м в год.

Создание специализированной отрасли промышленности — фильтростроения тесно связано с уровнем развития гидрогеологических и гидравлических исследований, степенью разработанности конструкций фильтров, технологичности их производства. В этом отношении использование зарубежного опыта производства и гидравлического обоснования рациональных конструкций фильтров представляет общий интерес для специалистов (гидрогеологов, буровиков, гидротехников и технологов), осуществляющих промышленный выпуск фильтров.

За рубежом фильтростроение как отрасль промышленности существует и развивается с начала века. За этот период конструкции фильтров унифицированы, определены их размеры для каждого типа, для большинства конструкций произведены гидравлические исследования, в значительной степени изучены прочностные характеристики.

Типы и конструкции фильтров. Анализ зарубежной и отечественной литературы [3] и изучение патентов показали, что совершенствование конструкций фильтров идет по пути обеспечения интенсивного водоотбора без пескования даже в случаях каптажа скважинами водоносных горизонтов в тонко- и мелкозернистых породах, применения в этих конструкциях новых материалов, придания конструкции большей технологичности в изготовлении. Последнее обстоятельство в связи с выпуском фильтров в промышленных условиях едва ли не превалирующее, приводит к созданию конструкций, не отвечающих требованиям обеспечения минимальных гидравлических сопротивлений.

Наиболее распространена классификация фильтров В. М. Гаврилко, учитывающая принцип усложнения водоприемных поверхностей [3], согласно которой выделяются следующие группы конструкций:

а) фильтры дырчатые и щелевые с одинарной поверхностью фильтрации, изготовляемые из труб различных материалов;

б) фильтры с двумя поверхностями фильтрации, состоящие из опорных трубчатых каркасов, покрытых сетками или тканями;

в) фильтры специальных конструкций, в которых или совсем отсутствуют трубчатые опорные каркасы, или они дополняются другими конструктивными элементами в виде проволочных спиралей, стержней, колец, насадок и т. п.;

г) гравийные фильтры как опускные, изготовляемые на поверхности земли, так и создаваемые на забое скважин, в которых в качестве фильтрующих элементов используются гравийные обсыпки, контактирующие с породой и заменяющие сетчатые или иные фильтрующие поверхности.

Эта классификация, положенная в основу действующих в нашей стране нормативных документов, не учитывает весьма важного аспекта — взаимодействия пород и фильтра в контактной зоне, а гидравлические исследования различных конструкций фильтров показывают, что основные потери напора приходятся на контактную зону каркаса (водоприемную поверхность) и гравийной обсыпки (водовмещающих пород). С учетом этого действующего фактора соответствующая классификация была дана Н. А. Карамбировым [1], выделившим частицезадерживающие фильтры, фильтры с отклонителем гравия и гравитационные конструкции.

Наибольшее распространение получили частицезадерживающие фильтры, которые включают фильтры-каркасы и фильтры с дополнительной водоприемной поверхностью. В этих конструкциях эффект предотвращения пескования достигается подбором размера отверстия относительно размера частиц водоносных пород или гравийной обсыпки, расчет ведется на формирование в контактной зоне естественного фильтра за счет сводообразующих частиц. В этих конструкциях неизбежны некоторые контактные гидравлические потери, достигающие максимума в случае фильтров с круглой перфорацией при размере частиц водоносных пород или гравийной обсыпки, соответствующей 50%-ному содержанию в пробе, равном диаметру отверстия. Контактные потери уменьшаются соответственно при увеличении размера контактирующих с фильтром частиц.

Фильтры с отклонителем гравия характеризуются наличием таких конструктивных элементов водоприемной поверхности, при которых исключается прямой контакт водоносных пород или гравийных частиц с фильтром. В качестве таких элементов используются мостообразные отверстия, козырьки и сложный профиль фильтровых отверстий, а также ребристая водоприемная поверхность.

В гравитационных конструкциях устраивают широкие водоприемные отверстия, в которых грунт удерживается от выноса в скважину под действием силы тяжести. К ним относятся колокольные, чашечные, тарельчатые, зонтичные, донные и другие конструкции. Особую группу составляют фильтры блочного типа.

Каждая группа фильтров имеет оптимальную область применения, в то же время в ряде случаев они взаимозаменяемы и в каждом конкретном случае применимость той или иной конструкции определяется значительным числом факторов: механической прочностью, коррозионной устойчивостью, экономичностью.

Фильтры скважин на воду должны обеспечивать свободный доступ воды в скважину, надежно защищать ее от пескования при минимальных гидравлических потерях, обеспечивать устойчивую работу скважин в течение длительных промежутков времени, а в случае кольматажа допускать возможность проведения восстановительных мероприятий с использованием различных реагентов-растворителей и т. д.

Фильтры-каркасы. Фильтры-каркасы, состоящие из труб с круглыми или щелевыми отверстиями и служащие опорной основой водоприемной поверхности или используемые в качестве самостоятельного фильтрового элемента при оборудовании скважин в крупнозернистых рыхлых водоносных породах, а также в неустойчивых скальных отложениях, за рубежом практически не выпускаются. В основном производят фильтры, конструкции которых обеспечивают одновременное устройство цилиндрической секции (или ряда элементов, собираемых в цилиндрическую секцию) и перфорации заданного размера и скважности.

Большое распространение получили *каркасно-проволочные металлические фильтры*, представляющие цельный сварной каркас из опорных стержней (до 46 по окружности в зависимости от диаметра), соединенных точечной сваркой с обмоткой из профилированной проволоки V-образного сечения. Для этих конструкций характерно применение профилированной проволоки, что обеспечивает при обмотке создание отверстий, расширяющихся внутрь, а также использование профилированных стержней каплевидной формы, диаметр которых незначительно отличается от диаметра проволоки для обмотки.

Расширяющиеся внутрь отверстия обеспечивают их хорошие гидравлические характеристики и способствуют быстрой прокачке скважин, сооружаемых без гравийной обсыпки, так как практически исключается защемление песчаных частичек между проволочными витками.

Фильтры этой конструкции выпускаются в США фирмами «Edward E.», «Johnson» и «Cook» [156]. Фирма «Johnson» выпускает секции фильтров в модификациях для установки «впотай» в обсадных колоннах (телескопические конструкции) без гравийной обсыпки, для установки на трубах с контуром гравийной обсыпки и утяжеленные конструкции повышенной прочности для оборудования глубоких скважин.

Телескопические конструкции выпускаются с наружным диаметром от 70 до 810 мм (внутренним — соответственно от 50 до 760 мм) и шириной зазора между проволокой от 0,25 до 3,7 мм. Имеются отдельные модификации фильтров с размером отверстий до 6,35 мм. Масса 1 м фильтров колеблется от 7,5 до 140 кг. Телескопические конструкции рассчитаны на установку в скважинах с минимальным зазором между обсадной колонной и фильтром, т. е. без гравийной обсыпки. При этом ширина отверстия подбирается из расчета пропуска 50—70% мелких фракций песка водоносного пласта, а при каптаже мелкозернистых однородных

песков плывунного характера расчет ведется на пропуск 30% мелких частиц.

Размеры фильтров, устанавливаемых под защитой гравийной обсыпки идентичны с размерами обсадных и водоподъемных труб. Они выпускаются с наружным диаметром от 60 до 412 мм (внутренним от 38 до 381 мм) и аналогичным диапазоном размеров отверстий.

Для оборудования скважин большой глубины фирма «Johnson» выпускает проволочные фильтры с опорными каркасами из штампованных щелевых труб с опорными стержнями и проволочной обмоткой. Их наружный диаметр колеблется от 114 до 432 мм, внутренний — от 78 до 387 мм, масса — от 26 до 175 кг. Все модификации фильтров изготовляются из нержавеющей стали.

Каркасно-проволочные фильтры, выпускаемые фирмой «Cook» (США), сходны с ранее описанными фильтрами производства фирмы «Johnson», но отличаются формой проволоки и технологией изготовления. В фильтрах этой фирмы проволочная спираль наматывается на опорные стержни, имеющие пазы, в которые входит основание спирали сложного профиля. Сложный профиль проволоки обеспечивает ее жесткое соединение со стержнями методом штампования. Отверстия, как и в моделях «Johnson», расширяются внутрь фильтра. Размеры проходных отверстий этих фильтров находятся в пределах 0,15—4,6 мм. В качестве основы при изготовлении фильтров применяется проволока диаметром от 3,8 до 9,53 мм, а для обмотки — от 2,28 до 4,76 мм. Фирма выпускает облегченные фильтры-каркасы для установки в скважинах небольшой глубины и фильтры тяжелого типа для установки в скважинах глубиной более 500 м и при устройстве высокопроизводительных скважин. В первом случае наружный диаметр выпускаемых фильтров колеблется от 97 до 578 мм, внутренний — от 76 до 543 мм, а масса 1 м — от 9,7 до 89,3 кг, во втором — наружный диаметр составляет 187—1048 мм, внутренний 152—1016 мм, масса 1 м 22—149 кг.

В незначительном объеме фирмой «Cook» выпускались фильтры-каркасы на основе латунных труб с горизонтальными фрезерованными щелями. Диаметр этих фильтров колеблется от 47,5 до 292 мм.

Необходимо отметить, что производство фильтров путем перфорации и фрезерования в практике зарубежного фильтростроения развивается весьма слабо. Эти методы применяются и при изготовлении фильтров из новых материалов, но и здесь они не являются превалирующими. Фильтры-каркасы на основе перфорированных асбестоцементных труб применяются в Австрии, ПНР, НРБ.

Металлические фильтры-каркасы с открытыми отверстиями различной формы также находят применение в практике строительства скважин на воду за рубежом, но изготовляются они не путем фрезерования и сверления отверстий в готовых трубах бурового сортамента, а путем вальцовки и сварки перфорированных

стальных листов. По такой технологии изготовляют фильтры в ряде стран: народное предприятие «Гидрогеология» (ГДР), предприятие «Геомашина» (СФРЮ), фирмы «Nold and Co», «Ernst Sorst» и «Schaubstahlwerke» (ФРГ), а также фирмой «Sisco» (США).

При изготовлении фильтров лист толщиной от 1,5 до 10 мм штампуют, а скважность такого фильтра-каркаса достигает 57,1%. Все фильтры с открытыми щелевыми отверстиями защищают антикоррозийным покрытием из инертола, эбонита, хлоркаучука, полиэтилена или рильзана.

Фильтры-каркасы из пластмасс изготовляются главным образом литьевым способом, что обеспечивает получение относительно большой скважности при сохранении прочностных характеристик без дополнительной механической обработки. Фирма «Nold» (ФРГ) выпускает путем литья фильтры из поливинилхлорида с внутренним диаметром от 35 до 366 мм и наружным — от 41 до 400 мм. Ширина щелей фильтров с горизонтальными щелевыми отверстиями составляет 0,3—0,5 и 1,0—1,5 мм. Эти фильтры широко используются при оборудовании наблюдательных и пьезометрических скважин, а также относительно неглубоких водозаборных скважин.

Этой же фирмой освоено производство щелевых фильтров из поливинилхлорида и полиэтилена с вертикальными щелями. Внутренний диаметр фильтров 40, 50, 80 и 100 мм, ширина щелей 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,8; 1,0; 1,5; 2,0; 3,0; 4,0 мм.

Фильтры с горизонтальными щелями изготавливают также из полистирола способом центробежного литья (фирма «Nold»). Жесткость конструкции обеспечивается армированием фильтра стержнями из стеклопластика, пропитанного также полистироловой смолой. Эти фильтры имеют следующие характеристики:

Диаметр, мм:	
внешний	432
внутренний	415
Толщина стенки, мм	8,5
Ширина отверстия, мм	1,8
Скважность, %	10,5
Масса 1 м, кг	13

Фильтры и трубы из стеклопластиков широко используются при оборудовании скважин на воду в США и американскими фирмами при производстве работ по бурению и освоению скважин в странах Азии и Африки. Фирма «Fibergast» (США) изготовляет фильтры из стеклопластиков с горизонтальными щелевыми отверстиями. Опыт установки таких фильтров диаметром 210 и 260 мм имеется в скважинах глубиной до 300 м в Ливии.

Однако при использовании стеклопластиков более предпочтительно не фрезерование труб, а изготовление трубчатых элементов с отверстиями. Так, фирмой «Kunststoffverarbeitung und Schreinerei» (ФРГ) создана конструкция из пластмассы, усиленная стекло-

волокном и состоящая из ряда кольцевых секторов, расположенных винтообразно.

Фильтры из стеклопластика на основе полистирола разрабатываются также фирмой «Nold» (ФРГ). Конструкция фильтра состоит из спирали и полос полистирола, армированных стекловолокном, витки которых образуют щелевые отверстия, расположенные по окружности. Спираль стабилизируется с помощью восьми продольных полос шириной 30 мм, способных принимать на себя нагрузку. Витки спирали имеют V-образное сечение, расширяющееся внутрь фильтра. Намотка стеклопластика из спирали позволяет разрезать фильтр в любом сечении и соединить его с помощью ниппеля (скважность 13%). Фирма «Nold» считает, что фильтры из стеклопластика благодаря их прочности более эффективны, чем фильтры из поливинилхлорида. Но из-за недостаточной скважности при всех положительных качествах данная конструкция не может быть рекомендована для скважин высокой производительности.

Фирмой «Kunststoffverarbeitung und Schreinerei» запатентован в ФРГ фильтр из стекловолокна, намотанного винтовым способом.

В ЧССР распространены фильтры из фанерных труб с щелевыми отверстиями. Фанерные трубы для этих целей подвергают обработке — пропитке в специальных вакуумных установках раствором эпоксидной смолы с добавкой саргена [3]. Наружные диаметры этих фильтров составляют 282, 332 и 402 мм, внутренние — 250, 300 и 370 мм. Скважность, создаваемая фрезерованием, не превышает 18,4%.

Опыт производства фильтров литьевым способом и прессованием показал, что изготовление крупногабаритных блоков-секций фильтров в ряде случаев затруднительно. Поэтому стали производить конструкции из колец или еще меньших по размеру элементов, собираемых в колонну непосредственно вблизи скважины.

Примером такой конструкции, нашедшей применение во всех типах фильтров, является конструкция, собираемая из стеклянных дисков [3]. Щели для прохода воды между дисками регулируют при сборке. Стеклянные диски изготовляют прессованием с последующей шлифовкой их поверхности.

Фильтры из сборных кольцевых элементов «Sargausette» производит фирма «S. N. Магер» (Франция) [1]. Кольцевые элементы собирают на стержнях, дырчатом каркасе из пластмасс или (для глубоких скважин) стальных труб с защитными покрытиями. Кольца из поливинилхлорида одевают на каркас с требуемым зазором, регулируемым с точностью до 0,1 мм. Профиль кольца в разрезе имеет трапециевидное сечение, что обеспечивает расширение щелей внутрь фильтра. Ширина щелей может задаваться от 0,3 до 3,0 мм; внутренний диаметр изменяется от 62 до 345 мм; длина звена фильтра 2,0—3,9 м.

Все упомянутые сборные элементы рассчитаны на сборку фильтра заданного диаметра. Принцип универсальности заложен в конструкции, собираемой из полипропиленовых пластин. Этот

фильтр-каркас разработан в Институте инженерной геологии в г. Брно (ЧССР). Каждый элемент фильтра округлой формы имеет длину 155 мм, ширина пластины в зависимости от диаметра составляет 15—27 мм, толщина — 2—3 мм. При сборке фильтров из пластин получаются каркасы, многогранные в плане, а при увеличении диаметра и числа пластин сечение фильтра приближается к окружности.

Ширина просвета в щелевом фильтре регулируется с помощью штифтов-приливов, находящихся в средней части сборного элемента. Техническая характеристика сборных фильтров из пластин полипропилена приведена в табл. 22.

Рассмотренные конструкции фильтров-каркасов выпускаются за рубежом серийно. Кроме того, в ряде стран разработаны конструкции из различных материалов, производство которых пока не налажено [10].

Промышленностью за рубежом выпускаются в основном фильтры-каркасы, технология изготовления которых давно опробована. При производстве металлических фильтров с гладкой водоприемной поверхностью используется точечная сварка в автоматическом режиме, штамповка, а при выпуске фильтров из пластмасс — литье под давлением, прессование. Все выпускаемые конструкции фильтров-каркасов выполняются из антикоррозийных материалов или из простых сталей с антикоррозийными покрытиями. Характерно, что в большинстве конструкций фильтров-каркасов проходные отверстия ориентированы в горизонтальной плоскости, практически все фильтры-каркасы имеют большую скважность.

Фильтры с отклонителем гравия представляют собой разновидность фильтров-каркасов, которые, как правило, используются без дополнительной водоприемной поверхности с контуром гравийной обсыпки или при малых размерах отверстий при непосредственном каптаже рыхлых водоносных образований. Особенностью

Таблица 22

Диаметр, мм		Число пластин	Ширина пластин, мм
наружный	внутренний		
244	214	5	15
282	252	6	15
320	290	7	15
360	330	8	15
443	408	10	17
484	447	11	18
566	527	13	19
607	566	14	19
648	606	15	22
689	646	16	22
850	785	20	24
1100	1045	26	27

фильтров этой разновидности является наличие элемента водоприемной поверхности, исключающего прямой контакт частиц породы (гравийной обсыпки) с отверстием фильтра. Предполагается, что при этом сводится к минимуму заклинивание отверстий частицами породы или гравия и существенно уменьшаются потери напора, связанные с наложением пород на водоприемную поверхность фильтра. Для этой цели наружной поверхности фильтров придается ребристость, проходные отверстия фильтров частично перекрываются «мостами», «козырьками» или участками металла другого профиля.

Идея создания таких конструкций возникла в ФРГ, и здесь фильтры с отклонителем гравия производятся в наибольших масштабах главным образом из штампованного металлического листа. Крупнейшим производителем фильтров с мостообразными отверстиями является фирма «Nold». При изготовлении фильтров этого типа металлический лист штампуют с выдавливанием металла с внутренней стороны. При этом образуется как бы мост, под которым вода проходит в щель, а затем поступает внутрь фильтра. Аналогичной цели служит и рифление штампованного листа, из которого изготовляют фильтры. Производство этих конструкций нормировано стандартом ФРГ DIN 4922.

Диапазон нормируемых стандартом фильтров достаточно велик и позволяет применять их без дополнительной водоприемной поверхности в средне- и крупнозернистых песках. Однако скважность этих конструкций несколько меньше, чем каркасно-проволочных фильтров, и колеблется от 4,97 до 27,33%.

Штампованные фильтры с мостообразными отверстиями изготавливают из стали, меди, бронзы, но в основном производятся стальные фильтры с антикоррозийными металлическими (цинкование) и синтетическими покрытиями.

Фирма «Nold» выпускает щелевые фильтры с мостообразными отверстиями с битумным покрытием «Inertol», которое готовят из специальных битумов, не содержащих фенолов и других веществ, ухудшающих качество воды. Эта же фирма широко применяет для защитного покрытия хлоркаучук, полиэтилен, эбонит.

Эбонитовые покрытия применяются при установке фильтров в скважины, предназначенные для отбора агрессивных высокоминерализованных вод.

Аналогичные конструкции фильтров с мостообразными отверстиями выпускают фирмы «Hagusta», «Schaubstahlwerke», «Willersinn» (ФРГ), «Sisco» (США), предприятия «Геомашина» (СФРЮ) и «Гидрогеология» (ГДР).

Особенностью фильтров, выпускаемых фирмами «Hagusta» и «Willersinn», является покрытие из твердой резины, которое наносится электрофоретическим способом. В ГДР в качестве антикоррозийных покрытий металлических конструкций фильтров применяют полиэтилен и поливинилхлорид (ПВХ).

Фильтры с мостообразными отверстиями производят штампованием стального листа толщиной от 2,5 до 8 мм, только фирма

«Schaubstahlwerke» штампует лист толщиной до 10 мм. Фильтры этой фирмы также изготовляются с антикоррозийными покрытиями из пластмасс. Кроме того, при производстве фильтров используется нержавеющая сталь и алюминиевые сплавы. Оборудование позволяет перфорировать листовую сталь толщиной до 35 мм при длине листа до 6 м.

Фирма «Sisco» (США) [3] выпускает фильтры с мостообразными отверстиями, которые используют для оборудования водозаборных скважин, скважин на нефть и газ, водопонижения и дренажа. Размер отверстий фильтров изменяется от 0,016 до 0,1875″. Длина секций фильтров 1,5 и 3,0 м, диаметр от 4 до 12″. Для изготовления этих конструкций используют гальванизированное железо, латунь и нержавеющую сталь.

Для оборудования высокопроизводительных скважин фирма «Nold» выпускает фильтры конструкции «Schneider». Их изготовляют из стали штампованием. Они характеризуются специфической формой отверстия. При штамповании металл выдавливается в виде пальца над поверхностью листа. В качестве антикоррозийного покрытия используют полиэтилен. Рассматриваемая конструкция изготовляется только с большой толщиной стенок (до 8 мм). При очень больших диаметрах (более 500 м) для обеспечения достаточной прочности фильтры снабжают специальными бандажами. Фильтр «Schneider» имеет практически прямоугольные отверстия размером 40×6 мм, над щелью имеется перемычка шириной 8 мм, расстояние между рядами щелей 10 мм, свободный проход под выступающим козырьком 6 мм. Роль отклонителя гравия в этой конструкции играют козырьки над отверстиями. Скважность фильтра 35%, внутренние диаметры 500, 600, 800 и 1000 мм, соединение секций в колонну производится на фланцах.

Фирмой «Nold» выпускается целый ряд штампованных листов с различной формой отверстий: типа «Гарде» (отверстие с козырьком), с отверстиями-клапанами и т. д. Упомянутые штампованные материалы используются при изготовлении трубчатых фильтров скважин на воду в модификации для скважин кратковременного действия (из тонкого листа) и из толстостенного листа для оборудования глубоких скважин.

Фильтры с мостообразными отверстиями фирма «Nold» изготавливает и из полиэтилена литьевым способом. Скважность этой конструкции 15—20%, диаметр 200—300 мм, соединение секций резьбовое.

Прямое наложение гравия или водоносной породы на водоприемные отверстия фильтра исключается при придании его поверхности ребристости, шаг которой меньше предполагаемого размера зерен.

Пластмассовые фильтры-каркасы и конструкции из прессованного дерева с пропиткой синтетическими смолами и ребристой водоприемной поверхностью выпускает фирма «Schönebecker» (ФРГ). Пластмассовые фильтры типа SBF-KR изготавливаются из твердого поливинилхлорида способом литья под давлением.

Диаметр фильтров от 30 до 200 мм, длина секций от 1,0 до 4,0 м, фильтры с горизонтальными щелями шириной от 0,2 до 2,0 мм, соединение секций в фильтровые колонны резьбовое.

Эта же фирма выпускает пластмассовые иглофильтры на основе прессованных отходов различных производств: древесины, опилок, отходов текстильных и бумажных фабрик, обрезков стеклотканей с использованием в качестве связующего вещества синтетических смол.

Наиболее распространена конструкция фильтра SBF-OBO из прессованного дерева. Прессование материала (заготовок фильтра) производится под давлением 20 МПа и при температуре 150° С. Допустимая глубина установки таких фильтров составляет 300 м. Фильтры собирают на месте работ из трех сегментных элементов или (при диаметрах до 250 мм) из полуокружностей. Их диаметр изменяется от 142 до 600 мм (наружный диаметр по ребристости от 171 до 654 мм), ширина щели 1,2; 2,5 и 4,0 мм.

Фильтры с дополнительной водоприемной поверхностью. Фильтры-каркасы и фильтры с отклонителем гравия предназначены для установки в скважинах с гравийной обсыпкой, пройденных в крупнозернистых отложениях, а также в неоднородных породах, когда в процессе прокачки в прифильтровой зоне может быть образован естественный фильтр, предотвращающий суффозионные процессы при последующей эксплуатации скважин.

Однако в ряде случаев, в основном при гидрогеологических исследованиях, сооружении глубоких или наблюдательных скважин, при организации временного водоснабжения и водопонижения, когда устройство высокодебитных скважин большого диаметра с гравийными фильтрами является нерентабельным или технически затруднительным, применяются фильтры с дополнительной водоприемной поверхностью.

В качестве водоприемной поверхности используются проволочные покрытия, сетки различного плетения — металлические и из пластмасс, а также тонкий штампованный лист с отверстиями различного профиля. При сооружении наблюдательных скважин применяются также стеклоткани и ткани из базальтового волокна. В качестве каркасов таких фильтров используются перфорированные трубы и конструкции с отклонителем гравия.

Для глубоких скважин фирмой «Johnson» выпускаются фильтры с проволочной водоприемной поверхностью и с каркасом из перфорированной трубы. В качестве обмотки используется профилированная проволока, наматываемая на подкладочные стержни. Фильтры изготавливаются секциями длиной от 1,2 до 6,1 м, десяти типоразмеров с наружным диаметром от $4^1/_2$ до $16^1/_2$″. Для предотвращения электрохимической коррозии каркасы и водоприемная поверхность изготовляются из одного и того же металла или сплава.

Однако опыт сооружения глубоких скважин с установкой фильтров в коллекторах, приуроченных к тонкозернистым одно-

родным пескам, показал, что даже при весьма малом размере отверстий фильтров или зазоре проволочной обмотки число пескующих скважин остается значительным. В связи с этим в США и в ряде других стран запатентована [132] и освоена производством конструкция многослойного проволочного фильтра (МПФ), представляющего каркас из перфорированной трубы с двух-трехслойной проволочной обмоткой, промежуточными стержнями и различным зазором намотки, увеличивающимся по мере удаления от каркаса к водоносным породам.

Принцип действия этой конструкции связан с формированием естественного фильтра на каждой проволочной водоприемной поверхности, что практически моделирует работу многослойного гравийного фильтра. Величина зазора в каждом элементе проволочной обмотки нормируется в зависимости от зернового состава водоносных пород. Наружная проволочная обмотка предназначена для удерживания только крупных частиц песка, а расстояние между витками проволоки принимается соответствующим 5%-ному содержанию в пробе. Шаг проволоки среднего слоя принимается меньше наружного и вместе с тем больше, чем размер зерен, имеющих диаметр, соответствующий 25%-ному содержанию их по кривой зернового состава. Внутренний слой, если он есть, имеет еще меньший шаг и соответствует 50%-ному содержанию частиц в пробе. Разделение каждой водоприемной поверхности опорными стержнями обеспечивает создание в этой полой зоне естественного фильтра с соответствующим действующим диаметром в каждом конкретном случае.

При оборудовании скважин любого назначения большое распространение получили водоприемные поверхности из пластмассовых сеток, особенно из сарана (сополимера ПВХ), не имеющего запаха, вкуса и практически безвредного. Плотность этого материала 1,65—1,72 г/см^3, модуль упругости 1000—1400 МПа, сопротивление на разрыв 140—350 МПа, продольное удлинение при натяжении 15—20%, водопоглощение в течение суток 0,1%. Сетку из сарана изготовляют просечно-вытяжным методом и используют на каркасах с отклонителем гравия (ребристые фильтры фирмы «Schönebecker») или на каркасах с открытой перфорацией.

Сетки из сарана производятся фирмой «G. Maiertaller» (ФРГ) с размером отверстий от 0,15 до 0,5 мм. Эта же фирма производит сетки для фильтров из нейлона, полиэтилена, тефлона. На производстве сетчатых фильтров в ФРГ специализируются фирмы «Ernst Sorst und Co» и «Schönebecker».

Применение металлических сеток в качестве водоприемной поверхности в фильтрах за рубежом играет подчиненную роль. Металлические сетки, в основном медные, применяются трех типов: квадратного, киперного и галунного плетения. При устройстве фильтров в грубозернистых отложениях фирмой «Nold» рекомендуется использовать сетчатые фильтры с квадратным плетением при толщине проволоки 1,25 и 1,4 мм и ширине отверстия соответственно 5 и 9 мм.

Таблица 23

Толщина проволоки, мм	Ширина отверстия, мм	Масса 1 м², кг	Толщина проволоки мм	Ширина отверстия, мм	Масса 1 м², кг
0,32	0,5	1,85	0,5	0,8	2,70
0,4	0,63	2,15	0,63	1,0	3,40

Таблица 24

Толщина проволоки, мм	Ширина отверстия, мм	Толщина проволоки утка, мм	Масса 1 м², кг	Толщина проволоки, мм	Ширина отверстия, мм	Толщина проволоки утка, мм	Масса 1 м², кг
0,25	1,0	0,18	1,75	0,36	1,7	0,28	2,60
0,28	1,0	0,22	2,05	0,45	1,7	0,32	3,30
0,28	1,3	0,22	2,00	0,40	2,7	0,36	2,80
0,36	1,3	0,28	2,65	0,50	2,7	0,40	3,60

Эти же сетки применяются для водоприемной поверхности в качестве подкладки под сетки гладкого плетения и наматываются на каркас в два слоя.

При меньшем размере частиц пород водоносного горизонта, используются сетки киперного плетения, характеристика которых приведена в табл. 23.

Номенклатура сеток галунного плетения обеспечивает устройство фильтров в значительном диапазоне изменения гранулометрического состава песков. Характеристика сеток галунного плетения приведена в табл. 24.

Все указанные сетки фильтров изготовляют из мягкой меди, а также из нержавеющей или оцинкованной стали.

Фирма «Nold» в качестве кожуха при устройстве гравийных фильтров использует крупноячеистые сетки из пластмасс, например, из полиамида высшего качества с размером отверстий от 1,25 до 8 мм при толщине проволоки от 0,8 до 2,0 мм.

Сетчатые фильтры наиболее широко используются при устройстве иглофильтров временного водопонижения. Водоприемная поверхность монтируется на щелевом каркасе с размером щелей 25×6 мм, защищается штампованным листом с круглой перфорацией диаметром 3 мм. Иглофильтры для водопонижения выпускаются длиной 115, 165 и 215 см с сетками галунного плетения. Их номинальный диаметр 40 и 50 мм.

В качестве каркасов и водоприемной поверхности в конструкциях иглофильтров используются пластмассы, главным образом ПВХ.

Во Франции фирмой «Pierre Joseph, Augustin Meyer» запатентован фильтр, имеющий в качестве каркаса перфорированную

трубу из достаточно прочного материала, окруженную гофрированной трубой, на которой расположены щелевые отверстия, соответствующие зерновому составу водоносной породы. В этой конструкции на водоприемной поверхности моделируется элемент, аналогичный отклонителю гравия, а также исключается необходимость подмотки проволоки или стержней между каркасом и водоприемной поверхностью.

На такого же рода принципе создан пластмассовый фильтр для скважин, запатентованный в США. Этот фильтр имеет полую рифленую внутреннюю часть и внешнюю часть, образованную фасонной проволокой, обмотанной вокруг каркаса. Между витками проволоки образуются щели для прохода воды.

В целом же следует отметить, что фильтры с дополнительной водоприемной поверхностью за рубежом применяются ограниченно, что связано с централизацией водоснабжения и созданием высокопроизводительных водозаборных и дренажных систем, в которых предпочтение отдается скважинам с гравийными фильтрами.

Фильтры блочного типа. Оборудование скважин фильтрами блочного типа позволяет избежать трудоемких операций по гравийно-песчаной обсыпке фильтров-каркасов, что особенно важно в случае глубоких скважин и каптаже тонкозернистых и плывунных песков.

Номенклатура фильтров блочного типа, выпускаемых за рубежом, в общем невелика. Основное направление их конструирования и производства связано с использованием в качестве наполнителя природного сортированного гравийно-песчаного материала и различных связующих веществ.

В ФРГ фильтры блочного типа с использованием в качестве связующего вещества эбонита выпускают три фирмы: «Willersinn-filter», «Hagusta» и «Nold».

Фирма «Willersinn» выпускает бескаркасные фильтры из гранулированного однородного гравия на основе эбонита в четырех вариантах с размерами частиц (в мм) 0,75—1,0; 1,5—2,0; 3,0—4,0; 4,0—6,0. Длина блоков 1 м, соединение их в колонну производят клеем и бандажными накладками из перлоновой ткани. Ниже приведены параметры этих фильтров.

Внутренний диаметр фильтра, мм	40	50	75	100	150	200	250	300	350	400	500	600
Толщина стенки, мм	15	20	25	27,5	30	30	35	40	42,5	45	50	50
Наружный диаметр, мм	70	90	130	150	210	260	320	380	435	490	600	700
Масса 1 м, кг	2,5	7,0	14	16	28	36	52	70	90	104	143	168

Фильтры фирмы «Willersinn» рекомендуется устанавливать в скважинах глубиной до 200 м.

Фирмой «Hagusta» организовано производство фильтров «Ферролит» из гранулированного гравия со связующим эбонитом на каркасе из стальной трубы, защищенной антикоррозийным эбонитовым покрытием.

Стандартная длина фильтров «Ферролит» 2,5 м. Секции соединяются в колонну с помощью фланцев и резьбы. В качестве филь-

трующего материала используется гравий с размером зерен (мм) 0,4—0,7; 0,7—1,2; 1—2; 2—3; 3—5. Внутренний диаметр фильтров изменяется от 80 до 800 мм, соответственно, масса 1 м секции — от 14 до 136 кг. Наличие опорного каркаса позволило сделать одинаковой толщину блока во всех типоразмерах фильтра и равной 16 мм, толщина стенки трубы при диаметрах блоков 80—100 мм составляет 3 мм, при диаметрах 150—400 мм — 4 мм и при бо́льших диаметрах фильтров — 5 мм.

В ГДР при осушении буроугольных месторождений широко применяются блочные фильтры с использованием в качестве связующих веществ эпоксидной смолы, резинового клея и цемента.

Принцип создания блочных фильтров, представляющих единую жесткую систему из каркаса и пористого элемента, использован в конструкции фильтра «Bistral», созданного на основе асбестоцементных труб (СФРЮ). В качестве связующего вещества в этих фильтрах применен цемент [3], однако существенным отличием его от других пористобетонных фильтров является то обстоятельство, что в исходных материалах практически полностью удалена известь, благодаря чему существенно повышается антикоррозийная устойчивость фильтра. Содержание извести не превышает 0,5%.

При изготовлении фильтров на перфорированную асбестоцементную трубу с размером отверстий 46 мм наносится слой гравия, частицы которого связаны между собой и с каркасом цементным раствором. Фильтры сушат в автоклаве. Номенклатура их определяется размером заполнителя, который отсеивается в следующих диапазонах: 0,8—1,2; 1,2—2,0; 3,0—5,0; 5,0—7,0; 7,0—10,0 мм. Внутренний диаметр фильтров изменяется от 100 до 1000 мм, внешний — от 165 до 1090 мм.

Асбестоцементные трубы в качестве каркаса блочных фильтров используются также фирмой «Nold» только в качестве связующего гравия применяется эпоксидная смола. Фильтры «Bistral» и «Nold» довольно громоздки. Масса фильтров «Bistral» при наружном диаметре, равном 165 мм, составляет 18,9 кг, а при максимальном диаметре 1122 мм — 608,5 кг.

Ниже приведена масса (в кг) аналогичных конструкций производства фирмы «Nold».

	Диаметр труб, мм						
	150	200	300	400	500	600	800
1 м каркаса	20,8	28,5	54,0	89,1	137,0	162,8	232,1
То же с гравийной обсыпкой на эпоксидной смоле	36,3	47,5	82,0	119,1	219,8	265,0	290,1

Во всех широко распространенных блочных фильтрах в качестве наполнителя используется хорошо отсортированный кварцевый гравий или крупнозернистый песок. При этом создание идеальной конструкции затрудняется вследствие шероховатости природного материала, наличия в нем примеси глинистых и железистых

частиц. Кроме того, связующие вещества также занимают некоторый объем пор, что обусловливает ухудшение фильтрационных характеристик блока. Эти недостатки устраняются в конструкциях из гранулированных пластмасс, блоки из которых получают спеканием.

Так, например, в фильтрах «Hastrol» (ФРГ) наполнитель представляет собой шарообразный ударопрочный полистирол с диаметром сферических зерен 0,8—1,4 и 2,5—3,5 мм. Склеивание гранул осуществляется в весьма тонкой контактной зоне. Диаметр этих фильтров на каркасе из щелевой трубы изменяется от 41,5 до 400 мм при толщине слоя гранулированного полистирола от 10,5 до 18 мм. Применение синтетических материалов позволило существенно снизить массу фильтров: при минимальном диаметре 1 м фильтра весит 1,7 кг, при максимальном диаметре, равном 400 мм, — 48,5 кг.

В ПНР предложено устраивать гравийно-клеевые фильтры блочного типа не только однослойной конструкции, но и состоящие из нескольких слоев различного зернового состава. Доказана технологическая возможность устройства таких фильтров из частиц гравия размером зерен от 1 до 10 мм.

Близкой к блочной конструкции разновидностью является ряд фильтров, в которых в качестве наполнителя используется не гранулированный материал, а стеклопластики (стекложгут или стеклошпон), пропитанные смолой и образующие фильтровой блок со сложной водоприемной поверхностью, характеризующейся неоднородным распределением пор различных размеров.

В ФРГ такого рода конструкции «SBF-Silox» изготовляются фирмой «Schönebecker». Для пропитки раздробленного и перемешанного стекловолокна, отходов производства и минеральных присадок используется эпоксидная смола.

В ПНР запатентованы конструкции фильтров из пластмасс, упроченных стекловолокном. Сложный профиль намотки стекложгута с пропиткой полиэфирными смолами обеспечивает получение в специальных формах фильтра достаточно большой прочности.

Обилие типов и конструкций фильтров, выпускаемых за рубежом для оборудования гидрогеологических и эксплуатационных скважин, определяется не только разнообразием гидрогеологических условий, в которых они устанавливаются. Как указывалось ранее, превалирующим фактором при организации производства той или иной конструкции может оказаться ее большая технологичность, дешевизна, возможность проведения ремонтных работ в скважине и т. д.

В этих условиях необходимо выработать критерии, которые позволили бы однозначно решить вопрос о возможности и целесообразности промышленного производства той или иной конструкции. В качестве таких критериев рассмотрены существующие способы гидравлической оценки фильтров и их эксплуатационной надежности.

Гидравлика фильтров. Эффективность работы фильтров скважин на воду определяется выполнением ими основных функций, связанных с предотвращением суффозионного выноса пород из скважины при незначительных гидравлических потерях. При этом стремление исключить пескование скважин даже в самых незначительных размерах приводит к созданию конструкций с весьма большими гидравлическими сопротивлениями, что в конечном счете приводит к уменьшению дебитов водозаборных скважин и увеличению строительных и эксплуатационных затрат.

До недавнего времени [3] считалось возможным характеризовать гидравлические параметры фильтров скважин на воду путем оценки некоторых геометрических свойств водоприемной поверхности: размера и формы отверстий, их ориентации по отношению к оси скважины, скважностью фильтра. На этой основе была предпринята попытка оценить сопротивление скважины с меридионально-симметричной конструкцией забоя, т. е. для случая вскрытия продуктивного (водоносного) пласта меридионально-симметричной системой ориентированных отверстий. Такой подход к оценке гидравлики фильтров позволил сформулировать требования к скважинам с двойным несовершенством (несовершенством по степени и характеру вскрытия пласта). В максимальной степени указанные проработки оказались справедливыми для случаев вскрытия нефтяных коллекторов и скважин на воду системой пулевой перфорации, при устройстве скважин в относительно устойчивых породах, когда исключено их прямое наложение на водоприемную поверхность. Рассматриваемый гидродинамический подход к конструированию фильтров скважин оказался плодотворным в том отношении, что позволил изучить общие закономерности влияния формы отверстий, их ориентации и скважности на приток к ним жидкости или газа. Работами за рубежом и в нашей стране было показано, что существует оптимальная скважность фильтра, превышение которой не приводит к сколько-нибудь значительному приращению притока. Одновременно гидродинамический анализ свидетельствовал о предпочтительности устройства фильтров с горизонтально ориентированными целями в сравнении с круглой перфорацией или прямоугольными щелевыми отверстиями.

Вместе с тем, последующие исследования скважин, оборудованных фильтрами, показали, что даже при оптимальном, с геометрической точки зрения, фильтре в пределах пласта гидравлические потери в непосредственной близости от скважины практически во всех случаях оказывались значительными. Последующее разрешение этого кажущегося противоречия шло двумя путями. Одно направление исследований исходило из некоторой обобщенной характеристики фильтра и прифильтровой зоны, безразмерного параметра ζ (показатель скин-эффекта), суммируемого с сопротивлениями пласта и отражающего суммарное влияние несовершенства скважин по характеру вскрытия пласта, а также деформаций пород в призабойной зоне при бурении и прокачке сква-

жины. С введением ζ понижение уровня в скважине, работающей с постоянным расходом Q, для времени t, представляется в виде

$$S_0 = \frac{Q}{4\pi km}\left(\ln\frac{2{,}25\,at}{r_c^2} + 2\zeta\right). \qquad (226)$$

где k_m — коэффициент водопроводимости (k — коэффициент фильтрации, m — мощность пласта); a — коэффициент пьезопроводности; r_c — радиус скважины.

Выяснению физической природы параметра ζ и его детализации посвящены многочисленные зарубежные и отечественные работы.

В общем случае

$$\zeta = \zeta_1 + \zeta_2, \qquad (227)$$

где ζ_1 и ζ_2 — показатели сопротивлений, определяемые соответственно несовершенством по степени и характеру вскрытия пласта. В свою очередь

$$\zeta_2 = \zeta_{2ф} + \zeta_{2п} + \zeta_{2н.л}. \qquad (228)$$

Здесь индексами ф, п и н.л обозначены составляющие скин-эффекта, обусловленные соответственно фильтром, породой и отклонением от линейного режима фильтрации. В частном случае, при сохранении линейного закона течения на всем пути фильтрации показатель скин-эффекта (обобщенного сопротивления) ζ_2 является суммой сопротивления фильтра и прифильтровой зоны с измененной проницаемостью.

В формуле (228) параметрами собственно конструкции фильтра являются составляющие $\zeta_{2ф}$ и $\zeta_{2н.л}$, хотя, строго говоря, степень освоения скважин, а следовательно, и величина $\zeta_{2п}$ в значительной мере определяются конструкцией фильтра. Действительно, если представить, что в скважине установлен относительно тонкопористый фильтр блочного типа, то освоение такой скважины будет крайне затруднительно вследствие малой пропускной способности этой конструкции. Комплексность параметра ζ_2 позволяет его считать одним из важнейших и наиболее показательных параметров, характеризующих качество работ по бурению, освоению, оборудованию скважин. В то же время, эта комплексность делает неявными достоинства и недостатки той или иной конструкции фильтра вследствие несоизмеримости величины $\zeta_{2ф}$, с одной стороны, и ζ_1, $\zeta_{2п}$ (особенно при вскрытии водоносных пластов с промывкой глинистым раствором), — с другой.

Поэтому величиной $\zeta_{2ф}$ наиболее целесообразно пользоваться при полевых исследованиях или в лабораторных экспериментах при оценке характера взаимодействия водоприемной поверхности фильтра и гравия (песка) разного состава в условиях, близких к натурным. Экспериментальными данными фиксируется уменьшение сопротивлений с ростом скважности [3]. Аналогично могут быть проанализированы и другие геометрические характеристики водоприемной поверхности. Однако опыты по определению $\zeta_{2ф}$ в лабораторных условиях оказываются довольно громоздкими и тру-

доемкими, а, кроме того, ввиду сложности формирования, близкой по фильтрационным свойствам прифильтровой зоны, в разных опытах они не всегда воспроизводятся.

В этих условиях правомерен поиск менее трудоемкой методики опытов, позволяющих оценивать гидравлику конструкций фильтров и производить их сравнительные исследования. При этом весьма важной представлялась разработка рекомендаций по гидравлической оценке фильтров со сложной водоприемной поверхностью, а также включающих сочетание каркаса и водоприемной поверхности.

Гидравлическими параметрами такого рода могут являться коэффициент расхода и некоторые характеристики скважности фильтра, зависящие от скважности каркаса, водоприемной поверхности и характера их изменения при наложении водоносных пород (гравийных обсыпок) на водоприемную поверхность или коэффициент водопроницаемости фильтра. Отличительной особенностью этих параметров является обобщенная характеристика ими собственно фильтра (а не прифильтровой зоны скважины), находящегося в контакте с водоносной породой или гравийной обсыпкой.

Потери напора на фильтре скважины на воду определяются соотношением

$$\frac{\Delta h_{\Phi}}{\frac{V^2}{2g}} = \frac{ch\left(\frac{\varkappa l}{D}+1\right)}{ch\left(\frac{\varkappa l}{D}-1\right)}, \qquad (229)$$

где Δh_{Φ} — потери напора на фильтре; V — максимальная скорость движения воды в фильтре; $\varkappa$ — параметр, зависящий от конструктивных особенностей фильтра ($\varkappa=\mu\eta$; μ — коэффициент расхода, η — скважность фильтра); l и D — соответственно его длина и диаметр. Гидравлический параметр $\varkappa$ определяют экспериментально в лотке или в полевых условиях при проведении расходометрии в скважинах, каптирующих однородный в разрезе водоносный горизонт.

Детальные лабораторные исследования позволили выявить наиболее благоприятные в гидравлическом отношении конструкции, а также выявить оптимизирующие характеристики для той или иной конструкции фильтра. Наиболее достоверные значения $\varkappa$ получают при моделировании фильтров в грунтовом лотке, когда имитируют контакт фильтра с породой.

Величина параметра $\varkappa=\mu\eta$ существенно зависит от характера контактирующих с фильтром пород и при прочих равных условиях изменяется с уменьшением размера зерен пород в прифильтровой зоне в 2—3 раза.

Величину $\varkappa$ можно определить в лабораторных условиях, в грунтовом радиальном лотке при оценке закономерностей распределения потерь напора или входных скоростей по высоте фильтра. Как и при определении показателя обобщенного сопротивления фильтра и прифильтровой зоны (скин-эффект), опыты требуют до-

вольно значительных затрат времени, связанных с необходимостью обеспечения идентичных условий загрузки лотка и воспроизводимости опытов. Оценка параметра $\varkappa$ возможна в полевых условиях при рассмотрении гидрогеологических скважин, каптирующих однородный пласт. Исследованиями Э. А. Грикевича показано, что распределение входных скоростей по длине фильтра описывается соотношением

$$V_{вх} = V_0 ch \frac{566 \mu\eta l}{D}, \qquad (230)$$

где $V_{вх}$ — входная скорость воды в любом сечении l по высоте фильтра, м/с; V_0 — входная скорость воды в начальном сечении фильтра при $l=0$,м/с; D — внутренний диаметр фильтра (скважины), см.

В лабораторных условиях параметр $\mu\eta$ находят по следующей формуле:

$$\mu\eta = \frac{D}{566 l} \operatorname{arcth} 0{,}246 \frac{D^2 \sqrt{\Delta H'}}{Q}, \qquad (231)$$

где $\Delta H'$ — разность пьезометрических уровней снаружи и внутри фильтра в конечном сечении, м; Q — количество воды, протекающей через фильтр.

Очевидно, что чем больше значение параметра $\mu\eta$, тем меньше абсолютная величина входного сопротивления фильтра. Рассмотрение закономерностей изменения коэффициента расхода фильтра μ в зависимости от размера контактирующих зерен показывает, что μ уменьшается с уменьшением размера контактирующих с фильтром зерен. Важным конструктивным выводом, следующим из изменения параметра $\mu\eta$ для разных фильтров, является необходимость увеличения их скважности и придания отверстиям гидравлического совершенства, обусловливающего увеличение коэффициента расхода и снижение потерь.

Если анализ фильтров по значениям $\zeta_{2ф}$ позволяет формулировать требования к их конструкциям с учетом геометрических характеристик и учитывать несовершенство по характеру вскрытия пласта при фильтрационных расчетах, то параметр $\varkappa$ позволяет оценивать не только гидравлические особенности фильтра, но и скважину в целом. В частности, этот параметр определяет степень неравномерности нагрузки водоприемной части фильтра и, следовательно, если исходить из необходимости обеспечения равномерного притока по высоте фильтра следует задаваться неравномерной скважностью по высоте фильтра или таким соотношением $\mu\eta$, l и D, при котором гидравлические потери сведены до минимума при определенном притоке в скважину. На рис. 32 приведена зависимость, полученная М. Солимэном [249] и описывающая соотношение между расходом в различных сечениях фильтра и оптимальными расстояниями от низа фильтра без и при наложении гравийной обсыпки. Из графика следует, что около 80—90% суммарного расхода приходится на верхние 40% длины фильтра.

Эффективно работающая часть фильтра зависит в каждом конкретном случае от его гидравлических характеристик ($\mu\eta$) и диаметра фильтра. Этот параметр имеет важное значение и при обработке данных расходометрии гидрогеологических скважин с целью оценки неоднородности водоносных пород в разрезе с тем, чтобы вновь выявить раздельное влияние на неравномерность притока гидравлики фильтра и фильтрационной неоднородности пласта.

Оба охарактеризованных параметра фильтров скважин весьма показательны и их применение эффективно при различных видах гидрогеологических работ, однако существенным недостатком является их некоторая абстрактность и необходимость проведения дополнительных расчетов для оценки гидравлических потерь или дополнительного понижения уровня, связанного с установкой в скважину фильтра.

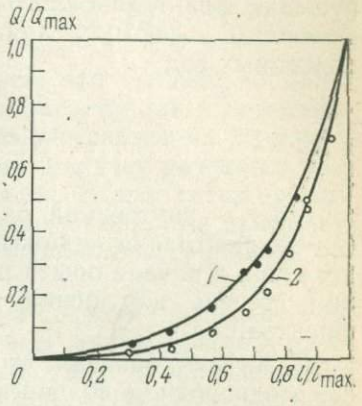


Рис. 32. Графики зависимости относительного расхода от относительной длины фильтра:
1 — с гравийной обсыпкой; *2* — без гравийной обсыпки

Более очевидным и показательным параметром фильтра является его гидравлическая проницаемость или коэффициент фильтрации. Прямое сопоставление коэффициента фильтрации фильтра и проницаемости водоносных пород позволяет сделать вывод о рациональности установленной конструкции: при проницаемости фильтра, большей, чем пластовая, можно говорить об эффективно подобранной конструкции.

Величину коэффициента фильтрации фильтра использовали и ранее в отечественной гидравлике при оценке эффективности фильтров блочного типа. При расчете использовали откачиваемый через фильтр расход воды и разность уровней внутри фильтра и в прифильтровом пьезометре. В других конструкциях (фильтрах-каркасах, фильтрах с дополнительной водоприемной поверхностью, фильтрах с отклонителями гравия и др.) оценка гидравлических потерь на стенке фильтра оказывалась затруднительной, кроме того, показания прифильтрового пьезометра не являются представительными, так как влияние несовершенства по характеру вскрытия пласта прослеживается на расстояниях, равных двум-трем диаметрам фильтра. Оценить это несовершенство, т. е. влияние фильтра скважины прямым измерением (подобно блочному фильтру), практически невозможно, а смысл такого исследования сводится к определению совокупного влияния деформаций линий тока на изучаемый показатель — водопроницаемость фильтра.

Исследования такого рода теоретически были обоснованы еще Н. А. Огильви и С. А. Колем в 1963 г. и широко использованы в ФРГ Д. Клотцем [159] для изучения гидравлических характери-

стик фильтров различных конструкций, выпускаемых серийно в ФРГ и США.

Н. А. Огильви, наблюдая разбавление индикатора во времени по одиночной скважине, обнаружил, что конструкция скважины и состояние ее призабойной зоны существенно влияют на скорость фильтрации, определяемой этим методом. Количественно степень нарушения фильтрационного потока оценивается коэффициентом α, входящим в формулу для расчета естественной скорости потока подземных вод

$$V_{\Phi} = \frac{\pi (r_1^2 - r_0^2)}{2\alpha r_1 t} \ln \frac{C}{C_0}, \qquad (232)$$

где r_1 — внутренний радиус фильтра; r_0 — радиус детектора; C — концентрация индикатора во времени; C_0 — концентрация индикатора в начале опыта при $t=0$; α — показатель, характеризующий степень нарушения фильтрационного потока поверхностью фильтра.

С. А. Коль показал, что в бесфильтровой скважине $\alpha=2$. Если же в однородном водоносном пласте установлен фильтр с заданной проницаемостью K_1 без гравийной обсыпки и $K_2=K_3$ (где K_2 — проницаемость гравийной обсыпки; K_3 — проницаемость водоносного пласта), то, согласно решению Н. А. Огильви,

$$\alpha = \frac{4}{1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{K_2}{K_1}\left[1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right]}, \qquad (233)$$

где r_2 — наружный радиус фильтра.

Если же скважина имеет гравийную обсыпку с проницаемостью K_2 в радиусе r_3 величина α выражается функцией

$$\alpha = \frac{8}{\left(1 + \frac{K_3}{K_2}\right)\left\{1 + \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2 + \left[1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right]\right\} + \left(1 - \frac{K_3}{K_2}\right)\left\{\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 + \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2 + \frac{K_2}{K_1}\left[\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 - \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]\right\}}. \qquad (234)$$

Сущность методики оценки водопроницаемости заключается в определении величины α на основе индикаторных исследований и последующих расчетов проницаемости фильтра K_1 при известной проницаемости гравийной обсыпки и водоносных пород

$$K_1 = \frac{K_2\left[1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right]}{\frac{4}{\alpha} - \left[1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right]}; \qquad (235)$$

$$K_1 = \frac{K_2\left[1-\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2+\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2-\left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]+K_3\left[1-\right.}{\left.-\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2-\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2+\left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]}$$
$$\frac{\frac{8}{\alpha}-\left[1+\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2+\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2+\left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]-}{-\frac{K_3}{K_1}\left[1+\left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2-\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2-\left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right]}. \quad (236)$$

Из приведенных зависимостей следует, что существует принципиальная возможность проведения как расчета, так и моделирования по двум схемам. Первая схема основывается на использовании формулы (235), которая применима в случае равенства проницаемостей пласта и прифильтровой зоны. Вторая схема предполагает неравенство коэффициентов фильтрации пласта и прифильтровой зоны, что может быть достигнуто устройством гравийной обсыпки.

Схема моделирования основывается на создании в прямоугольном лотке с загрузкой песком или другими фильтрующими материалами потока, проходящего через скважину, и фиксировании степени разбавления индикатора во времени. Наряду со сравнительными исследованиями той или иной конструкции фильтра по величине коэффициента фильтрации была предпринята попытка связать этот параметр с геометрическими характеристиками той или иной конструкции, в том числе с величиной скважности. В качестве исходной зависимости для расчета потерь напора на фильтре используется формула для определения гидравлических потерь на прямолинейном участке трубы произвольного сечения

$$\Delta P = \lambda \frac{\rho w^2 l}{4 r_H}, \quad (237)$$

где ΔP — потери напора в трубе на участке длиной l; λ — коэффициент гидравлического сопротивления; ρ — плотность воды; w — скорость движения воды, осредненная по поперечному сечению трубы; $r_н$ — гидравлический радиус.

При ламинарном течении

$$\lambda = \frac{4\bar{S}}{\mathrm{Re}} = \frac{4\bar{S}\eta'}{r_H \rho w}; \quad (238)$$

$$\mathrm{Re} = \frac{r_H \rho w}{\eta'}, \quad (239)$$

где $\bar{S}$ — показатель сопротивления трубы; Re — число Рейнольдса; η' — коэффициент вязкости.

С учетом λ по уравнению (229) потери напора можно выразить соотношением

$$\Delta P = \frac{\bar{S}\eta' l w}{r^2_H}, \quad (240)$$

Показатель сопротивления трубы $\bar{S}$ зависит от формы ее поперечного сечения, для круглых труб $\bar{S}=8$, а для труб прямоугольного сечения значения $\bar{S}$ могут быть получены по графику, приведенному на рис. 33 в зависимости от ширины трубы b и ее высоты h.

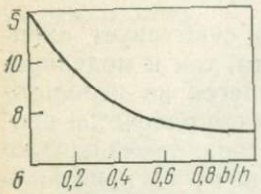


Рис. 33. График зависимости показателя сопротивления трубы от ее геометрических характеристик

Потери давления в одной щели фильтра по аналогии с трубами, согласно уравнению (240), составляют

$$\Delta P = \frac{\bar{S}\eta'(r_2 - r_1)}{r^2_H} \frac{\bar{V}(r_1)}{\eta}, \qquad (241)$$

где ΔP — потери напора при прохождении водой участка щели $(r_2 - r_1)$ $\bar{V}(r_1)$ — средняя скорость движения воды в щели фильтра.

В формуле (232) учитываются только потери напора, вызванные трением в трубах. Но при прохождении воды через стенку фильтра, кроме того, сказываются гидравлические потери вследствие изменения живого сечения потока и сопротивления, обусловленного наличием застойных зон в пределах непроницаемых участков фильтра. Такой характер течения учитывается параметром T (коэффициентом сопротивления фильтра), входящим в зависимость для оценки градиента потока

$$I = \frac{\bar{S}T\eta'}{\rho g r^2_H} \cdot \frac{\bar{V}(r_1)}{\eta}. \qquad (242)$$

При соблюдении в области фильтрации линейного закона Дарси имеем

$$\bar{V}(r_1) = K_1 I \qquad (243)$$

и из (233) получаем проницаемость фильтра

$$K_1 = \eta \frac{\rho g}{\eta'} \frac{r_H}{\bar{S}T}. \qquad (244)$$

Если считать ускорение свободного падения, плотность и вязкость постоянными величинами, то по уравнению (244) получим проницаемость K_1 как функцию скважности фильтра и формы щелей, выраженную через показатель $r_H/\bar{S}T$. Гидравлический радиус щели связан с ее геометрическими параметрами и различен при разных форме и размере отверстий. Показатель же сопротивления T может быть определен только экспериментально.

Установлено, что T связан с геометрическими характеристиками фильтра следующей зависимостью:

$$\lg\left[T\left(\frac{a'}{r_1 - r_2}\right)^2\right] = C \lg \frac{r_H}{r_2}, \qquad (245)$$

Величина C зависит от типа фильтра, a' — произвольно выбранная постоянная величина (здесь $a'=50$ мм).

Таким образом, для группы щелевых фильтров при ламинарном режиме фильтрации величина их коэффициента фильтрации определяется скважностью, параметрами r_H и T. Значения η, r_H приведены в табл. 25, а графики изменения параметра T от гидравлического радиуса щели на рис. 34 [156, 157].

Таблица 25

Тип фильтра	Зависимости для расчета	
	скважности фильтра	гидравлического радиуса
Каркасно-проволочный с горизонтальными щелями (фильтры фирмы «Johnson»)	$\eta=\frac{b_1h_1}{(b_1+b_2)(h_1+h_2)}$, где b_1 — ширина щели; h_1 — высота горизонтальной щели; b_2 — толщина стержня; h_2 — толщина проволоки	$r_H=\frac{b_1h_1}{b_1+h_1}$
Фильтр-каркас с вертикальными щелями из штампованных материалов	$\eta=\frac{nb_1(\pi/4b_1+h_1-b_2)}{\pi(r_1+r_2)(h_1+h_2)}$, где b_1 — ширина щели; b_2 — расстояние по горизонтали между щелями; h_1 — длина щели; h_2 — расстояние по вертикали между щелями; n — число щелей	$r_H=\frac{\frac{\pi}{4}b_1^2+b_1h_1-b_1^2}{\frac{\pi}{2}b_1+h_1-b_1}$
То же, из пластмасс	$\eta=\frac{nb_1(h_1-b_2)}{\pi(r_1+r_2)(h_1+h_2)}$, где b_1 — ширина щели; h_1 — длина (высота) щели; b_2 — ширина перемычки; h_2 — высота перемычки	$r_H=\frac{b_1h_1}{b_1+h_1}$

Исследованиями Д. Клотца показано, что для фильтров с горизонтальными фрезерованными щелями уравнение (244) неприемлемо, так как не выполняется условие постоянства скоростей по площади щели. Поэтому для рассматриваемых конструкций получены лишь экспериментальные соотношения для оценки коэффициента фильтрации в зависимости от высоты и ширины щели, которые будут проанализированы ниже.

Модель для описания гидравлики фильтров с отклонителем гравия в виде мостообразных отверстий или ребристости требует введения новых показателей, которые учитывают деформацию линий тока, связанную со сложным строением водоприемной поверхности.

В качестве параметра для описания этих искажений потока вводится критерий Деана (De) [155], с помощью которого в трубной гидравлике учитываются потери напора в криволинейных трубах

$$\mathrm{De} = \frac{r_H \overline{V}}{2\nu} \sqrt{\frac{r_H}{R_1}}, \tag{246}$$

где r_H — гидравлический радиус трубы; $\overline{V}$ — скорость движения воды в трубе, осредненная по ее сечению; ν — коэффициент кинематической вязкости; R_1 — радиус кривизны трубы.

Потери напора в криволинейном сечении трубы выражаются формулой

$$\Delta P = \lambda \frac{\rho V^2 l}{4 r_H} \varphi\,(\mathrm{De}), \tag{247}$$

где $\lambda = 4\bar{S}/\mathrm{Re}$ — коэффициент сопротивления криволинейного участка трубы; $\bar{S}$ — показатель сопротивления трубы; l — длина трубы; φ (De) — функция от числа Деана.

$$\varphi\,(\mathrm{De}) \begin{cases} 1 \text{ для } 0 < \mathrm{De} < 16 \\ 0{,}37\,\mathrm{De}^{0{,}36} \text{ для } 16 \leqslant \mathrm{De} \leqslant 1000. \end{cases} \tag{248}$$

Из уравнения (238) по аналогии с щелевыми фильтрами следует формула для расчета проницаемости фильтра с мостообразными отверстиями

$$K_1 = \eta \frac{g}{\nu} \frac{r_H}{\bar{S}T} \frac{1}{\varphi\,(\mathrm{De})}.$$

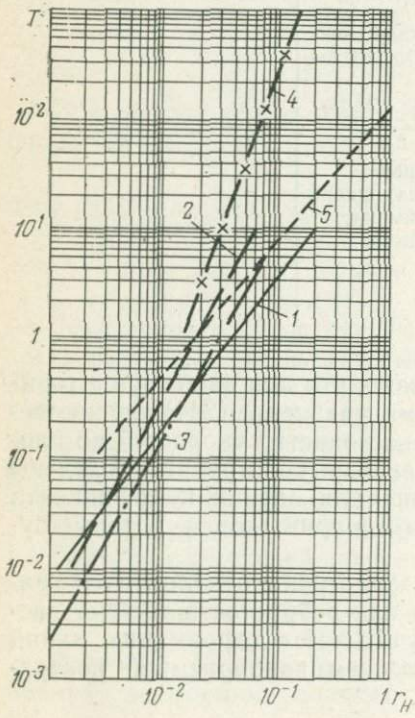


Рис. 34. Графики изменения коэффициента сопротивления фильтров T в зависимости от гидравлического радиуса щели фильтра:

1 — пластмассовые фильтры-каркасы с вертикальными фрезерованными щелями; *2* — фильтры с мостообразными отверстиями; *3* — каркасно-проволочные фильтры; *4* — ребристые пластмассовые фильтры; *5* — металлические фильтры-каркасы с вертикальными щелями

Лабораторные исследования фильтров с мостообразными отверстиями при прямоугольном и трапецеидальном профилях мостов позволили установить, что при заданной величине бокового отверстия w увеличение ширины щелей b_1 и, следовательно, скважности η_S (по площади щелей) приводит к заметному росту K_1 до тех пор, пока $b_1 \leqslant 2$. При $b_1 > 2\omega$ соответственно $\eta_b > 1$ (η_b — скважность по боковым

отверстиям) приращение скважности практически не сказывается на изменении проницаемости фильтра.

При сохранении постоянной ширины щели b_1 проницаемость фильтра возрастает с увеличением размера бокового отверстия, т. е. с ростом скважности, определенной площадью боковых отверстий. Увеличение проницаемости фильтров K_1 наблюдается даже при $\eta_s > 0{,}3$. Поскольку влияние η_s существенно значительнее на приток к фильтру по сравнению с η_b, при расчетах правильнее использовать отношение площади боковых отверстий к общей площади поверхности фильтра.

Другие параметры, входящие в уравнение (249), определяются следующим образом:

$$r_H = \frac{wh_1}{h_1 + w}. \qquad (250)$$

Показатель сопротивления трубы $\bar{S}$ определяется по графику на рис. 33, но по оси абсцисс берется отношение ω/h_1. Для оценки коэффициента сопротивления T используется график на рис. 34, составленный на основе экспериментальных исследований.

Обобщенные данные о проницаемости фильтров различных конструкций приведены на рис. 35. Максимальной проницаемостью характеризуются каркасно-проволочные конструкции, а фильтры с мостообразными отверстиями имеют некоторые преимущества по сравнению с фильтрами с открытыми щелями.

Изучение щелевых фильтров с ребристой водоприемной поверхностью, в которых ребра играют роль отклонителя гравия, показало, что проницаемость пластмассовых фильтров с удлиненными вертикальными щелями и продольными ребрами может оцениваться по формуле (250) с определением коэффициентов $\bar{S}$ и T соответственно по графикам на рис. 33 и 34.

Исследования фильтров из ПВХ показали, что проницаемость ребристых фильтров при скважности более 0,02 связывается линейной зависимостью со скважностью.

Сравнение фильтров одинакового диаметра (51 мм) с вертикальными щелями ребристых и нересристых показывает, что проницаемость первых несколько выше (рис. 36) [157].

Аналогичная зависимость прослеживается и при анализе данных исследований фильтров со щелями в горизонтальной плоскости (фильтры SBF-OBO фирмы «Schönebecker»). Графики изменения проницаемости ребристых фильтров свидетельствуют об их лучших фильтрационных характеристиках по сравнению с конструкциями с гладкой водоприемной поверхностью.

В фильтрах с дополнительной водоприемной поверхностью, например сеткой, действующая скважность оценивается как произведение скважностей каркаса η' и сетки η''. В сетках галунного плетения $d_1 > d_2$ (где d_1 — толщина проволоки основы; d_2 — толщина проволоки утка) и $w_1 > w_2$ (w_1 и w_2 — размеры отверстий в гори-

зонтальной и вертикальной плоскостях). Скважность сеток квадратного и киперного плетения определяется по формуле

$$\eta'' = w^2/(w+d)^2 \tag{251}$$

(ω — размер отверстия; d — диаметр проволоки), а сеток галунного плетения из выражения:

$$\eta'' = \frac{d_1(w_1 + \pi d_1)}{8(w_1 + d_1)(w_2 + d_2)}. \tag{252}$$

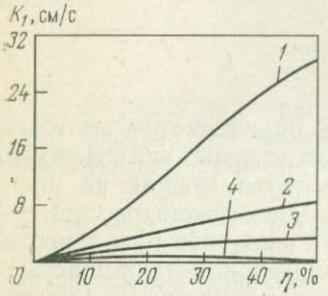


Рис. 35. График зависимости проницаемости фильтров различных конструкций от скважности [155—158].
Фильтры: *1* — каркасно-проволочные; *2* — с мостообразными отверстиями; *3* — щелевые с открытой перфорацией; *4* — сетчатые с сетками галунного плетения

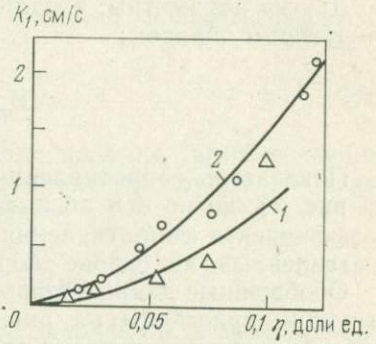


Рис. 36. График зависимости проницаемости K_1 гладких (*1*) и ребристых (*2*) фильтров с вертикальными щелями от скважности

Экспериментально определенная проницаемость фильтров с сетками киперного и галунного плетений не превышает 0,4 см/с, т. е. в десятки раз меньше проницаемости фильтров-каркасов со щелевыми отверстиями.

Еще одна важная разновидность фильтров — конструкция блочного типа была исследована Д. Клотцем [158] с каркасами, имеющими открытую щелевую перфорацию и мостообразные отверстия (фильтры фирмы «Hagusta»). Проницаемость фильтра с каркасом определяется по формуле

$$K_1 = \frac{K_\phi K_б (b_\phi + b_б)}{b_\phi K_б + b_б K_\phi}, \tag{253}$$

где K_ϕ и $K_б$ — проницаемость соответственно каркаса и блоков; b_ϕ и $b_б$ — толщина стенки соответственно каркаса и блока.

Характерно, что при увеличении толщины пористого фильтрующего блока K_1 становится близкой к проницаемости пористого элемента, а при ее уменьшении сказывается в основном проницаемость каркаса. Осредненная проницаемость блочных фильтров на

стальном каркасе с размером частиц гравия в блоке 0,4—0,7, 1,2; 2—3 и 3—5 мм находилась в пределах 0,3—5,1 см/с.

Дальнейшие возможности совершенствования гидравлики блочных фильтров, сводящиеся к применению в блоках взамен природного гравия гранулированных пластмасс, показали, что однородность этого материала обеспечивает при относительно меньшем размере зерен получение большей водопроницаемости. Так, при сравнительных испытаниях фильтров «Hastrol» и блочных фильтров с размером зерен соответственно $d_{50}=2{,}8$ и 3,4 мм, в пластмассовой конструкции пористость оказалась несколько выше — 29,8% (пористость блочного фильтра из природного гравия — 24,6%), а проницаемость составила 2,9 и 2,2 см/с. Следовательно, появляется принципиальная возможность улучшения гидравлики фильтров с одновременным предотвращением суффозии. Однако, как и всегда при характеристике блочных фильтров, весьма важным остается изучение кольматируемости блоков в процессе освоения и эксплуатации скважин.

Оценка водопроницаемости фильтра на промышленной модели, по существу, позволяет избежать необходимости учета геометрии его водоприемной поверхности, что часто оказывается затруднительным, особенно при наличии различного рода элементов на ней, а также нескольких фильтрационных перегородок. Вместе с тем методика проведения экспериментов не является тривиальной и для однозначной интерпретации опытных данных необходим ряд пояснений.

Для оценки возможности реализации каждой схемы, а также погрешности, обусловленной характером зависимости получаемого решения от входных данных, были проведены расчеты на ЭВМ «Наири-к» для нескольких типов фильтров при различных параметрах фильтров и пластов. Результаты расчетов каркасно-стержневых фильтров показывают, что проведение моделирования по первой схеме эффективно для фильтров, характеризующихся низкими фильтрационными свойствами ($K_1<0{,}5$ см/с). Расширение возможностей этой схемы наблюдается при увеличении коэффициента фильтрации моделируемого пласта. Принимая в качестве критерия величину $K_3/K_1=\Delta$, при погрешностях вычисления α и K_1, равных соответственно 5 и 20%, для фильтра с проницаемостью $K_1=6$ см/с схема применима при $\Delta=3{,}4$ (для пласта, состоящего из частиц диаметром порядка 10 мм). Практическое осуществление таких опытов вызывает определенные затруднения.

Моделирование по второй схеме (с гравийной обсыпкой) более предпочтительно, так как появляется возможность не только расширения интервала исследуемых конструкций фильтров, но и более оперативного его изменения. Это достигается при постоянной проницаемости пласта увеличением как коэффициента фильтрации обсыпки, так и ее радиуса. Комбинацией указанных величин в каждом конкретном случае можно подобрать оптимальный вариант схемы моделирования. Интервал изменения α, в пределах

которого погрешность вычисления K_1 не превышает заданной величины определяется по формуле

$$\alpha \leqslant \frac{8}{A} \frac{1-\frac{\delta_\alpha}{\delta_K}}{1+\delta_\alpha}, \qquad (254)$$

где

$$A = 1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 + \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2 + \frac{K_3}{K_2}\left[1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 - \right.$$
$$\left. - \left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 - \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right];$$

δ_α — относительная погрешность α; δ_K — относительная погрешность K_1.

Увеличение коэффициента фильтрации применяемой обсыпки в 7 раз при ее радиусе 110 мм позволяет увеличить диапазон исследуемых фильтров до значений $K_1 = 5{,}2$ см/с. Изменение радиуса гравийной обсыпки также расширяет пределы возможного определения коэффициента проницаемости, так, при $K_2 = 9{,}2$ см/с и $r_3 = 11$ см можно исследовать фильтры с $K_1 < 3$ см/с, а при увеличении r_3 до 50 см — с $K_1 < 5{,}0$ см/с.

Таким образом, при определении гидравлических параметров фильтров на основе индикаторных исследований более перспективной представляется схема моделирования водоприемной части скважины с устройством гравийной обсыпки. Без гравийной обсыпки могут исследоваться слабопроницаемые фильтры. Использование для оценки погрешности формулы (254) позволяет выделить интервалы изменения α для выбранных параметров модели, в которых вычисление коэффициента водопроницаемости может производиться с точностью в пределах заданной. Проведение таких расчетов позволяет значительно уменьшить время моделирования, хотя в общем случае для этого необходимо также априорное задание возможных пределов изменения коэффициентов проницаемости исследуемого фильтра.

Указанные положения являются основой для оценки гидравлических параметров фильтров методом индикаторных исследований, легко осуществимых как в организациях, производящих фильтры, так и в лабораториях, занимающихся разработкой и гидравлическим обоснованием различных конструкций.

Обработка опытных данных заключается в графо-аналитическом расчете величины α по прямолинейному участку графика $\ln C_0/C — t$ и оценке коэффициента водопроницаемости фильтра.

Интерпретация результатов экспериментов показала, что опытные данные в указанных координатах не сразу аппроксимируются прямой линией. На графике обычно отмечается точка перегиба, причем на начальном участке изменение концентрации происходит с большей интенсивностью (рис. 37). Особенно четко такой участок выражен в опытах с крупнозернистыми обсыпками, уменьше-

ние же диаметра зерен обсыпки заметно сокращает его величину во времени. С увеличением скорости фильтрации $V_ф$ перегиб на графике выражается менее резко и становится практически незаметным в наблюдаемых интервалах времени (см. рис. 37, линия *4*). Такой характер зависимости концентрации от времени, видимо, обусловлен тем, что в начале опыта наблюдается усиленная конвекция и конвективная диффузия растворенного вещества вследствие разности плотностей и концентраций растворов в порах породы и внутри фильтра. Увеличение размера пор обсыпки создает благоприятные условия для конвекции и дисперсии, увеличение же скорости фильтрации приводит к вуалированию физико-химических процессов конвективным переносом вещества, обусловленным общим градиентом потока.

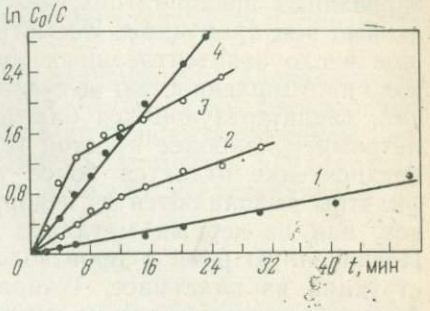


Рис. 37. Изменение концентрации индикатора в фильтре по данным экспериментальных исследований:

1 — фильтр из пористого бетона; *2* — каркасно-стержневой фильтр, $V_ф < 4 \times 10^{-3}$ см/с; *3* — проволочный фильтр, $V_ф < 4 \cdot 10^{-3}$ см/с; *4* — каркасно-стержневой фильтр, $V_ф > 1 \cdot 10^{-2}$ см/с

Следовательно, при оценке водопроводимости фильтров по начальному участку необходимо учитывать процессы диффузии и весовой конвекции, в противном случае получаются завышенные значения. Поскольку зависимость (235) получена при пренебрежении диффузией индикатора из опытной скважины, во всех экспериментах, когда получают точку перегиба на графике $\ln C_0/C—t$, для расчетов необходимо использовать второй участок.

Приведенные результаты экспериментальных исследований различных конструкций фильтров в этом отношении не позволяют сделать вывода о том, какой участок графика $\ln C_0/C \quad f(t)$ был положен в основу вычислений. Однако Д. Клотц [155, 156, 157] приводит сведения о критических скоростях, при которых нарушается линейный закон фильтрации. Поскольку при больших скоростях потока в максимальной степени реализуется расчетная схема, правильнее говорить о соответствии действительной водопроницаемости, полученной при разбавлении индикатора в потоке без учета конвекции и дисперсии.

Исследования позволяют заключить, что наиболее благоприятные гидравлические характеристики имеют фильтры каркасно-проволочного типа, проницаемость которых в несколько раз выше проницаемости щелевых фильтров с открытой перфорацией и с отклонителем гравия и существенно выше проницаемости сетчатых и блочных фильтров. Следует отметить, что каркасно-проволочные конструкции имеют максимальную скважность, которая легко реализуется благодаря особенностям их устройства. Из гидравлических исследований также следует вывод, что увеличение скваж-

ности играет более значительную роль, чем усложнение водоприемной поверхности отклонителем гравия, служащим для уменьшения контактных потерь напора.

* *
*

Анализ состояния фильтростроения за рубежом позволяет прийти к заключению, что производство их сосредоточено на специализированных предприятиях, каждое из которых выпускает определенный вид продукции. Несмотря на разнообразие и весьма большое число запатентованных модификаций фильтров скважин на воду промышленностью выпускается ограниченное число конструкций, характеризующихся благоприятными гидравлическими параметрами и наиболее простой технологией изготовления. При этом предпочтение отдается более технологичным конструкциям. Все фильтры выполняются из некорродирующихся материалов и сплавов, или из черных металлов с антикоррозийными покрытиями. Подчиненную роль в производстве фильтров играет выпуск конструкций из пластмасс. Технология изготовления пластмассовых фильтров основывается на использовании в процессе производства литья под давлением, прессования и экструзии.

Важным критерием применимости той или иной конструкции фильтра при гидрогеологических исследованиях и, в частности, при проведении опытно-фильтрационных работ является соответствие водопроницаемости фильтра пластовой водопроницаемости. Если водопроницаемость фильтра-каркаса или конструкции с дополнительной водоприемной поверхностью больше пластовой, можно говорить о допустимости ее использования в скважинах, предназначенных для откачки из них или нагнетания (налива), а также в наблюдательных скважинах при опытных работах и в режимной сети.

Как показывают гидравлические исследования, наилучшие характеристики имеют каркасно-проволочные конструкции типа фильтров «Johnson» и «Cook», проницаемость которых в несколько раз выше проницаемости щелевых фильтров с открытой перфорацией и с отверстиями, имеющими отклонитель гравия. Каркасно-проволочные конструкции характеризуются максимальной скважностью, которая легко реализуется благодаря особенностям устройства этого фильтра. Гидравлические исследования показывают, что увеличение скважности гораздо более влияет на рост водопроницаемости, чем усложнение водоприемной поверхности отклонителем гравия. Максимальные сопротивления имеют фильтры с дополнительной водоприемной поверхностью из сеток и фильтры блочного типа. Их водопроницаемость в сотни раз меньше водопроницаемости каркасно-проволочных конструкций и на порядок меньше проницаемости различных модификаций щелевых фильтров. Однако в практике гидрогеологических исследований могут использоваться все охарактеризованные конструкции фильтров в

зависимости от фильтрационных характеристик опробуемых или подлежащих каптажу при эксплуатации водоносных пород.

При оборудовании эксплуатационных скважин длительного действия предпочтительнее применение фильтров с максимальной скважностью и водопроницаемостью.

При специальных видах гидрогеологических исследований (индикаторных, расходометрии, резистивиметрии) в целью оценки фильтрационной неоднородности водоносных пластов приведенные результаты их гидравлического опробования позволяют дифференцированно оценивать пластовую неоднородность вне зависимости от влияния конструкции фильтра.

Наличие ясного представления о зависимости гидравлических потерь в скважине от конструктивных особенностей фильтров позволяет сформулировать предложения по типовым размерам, технологии изготовления их конструктивных элементов применительно к различным задачам гидрогеологических исследований и водохозяйственного строительства.

1. *Башкатов Д. Н., Роговой В. Л.* Бурение скважин на воду. — М., Колос, 1976.

2. *Бессеребреников Н. К.* Критерии качества воды, используемые в практике орошения земель в США. — В кн.: Обзорная информация Минмелиоводхоза, вып. 9, М., 1978.

3. *Гаврилко В. М., Алексеев В. С.* Фильтры буровых скважин. — М., Недра, 1976.

4. *Зонн И. С.* Конференция ООН по борьбе с опустыниванием. — Гидротехника и мелиорация, 1977, № 7, с. 15—16.

5. *Ковда В. А.* Аридизация суши и борьба с засухой. — М., Наука, 1977.

6. *Маслов Б. С., Нестеров Е. А.* Вопросы орошения и осушения в США. — М., Колос, 1967.

7. *Морено Х. Ф., Морено Л. М.* Мелиорация засоленных орошаемых земель в сельскохозяйственном центре, подкомандном Арагоно-Каталонскому каналу «Ла Мелуса» в провинции Уэска. — В кн.: X конгресс по ирригации и дренажу. Тезисы докл. Афины, Греция. М., 1978, с. 158—159.

8. *Мустонен С. Е., Сеуне П.* Влияние лесомелиорации на гидрологию открытых болот Финляндии. — В кн.: Международный симпозиум по гидрологии заболоченных территорий. Минск, 1973, с. 100—107.

9. *Омото Х., Рай Р. О.* Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минералах из месторождений Куроко, Япония. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 449—463.

10. *Патентный* поиск. Указатель патентов США по скважинным фильтрам.— М., Изд. ВИЭМС, 1978.

11. *Пих Я.* Изменение химического состава грунтовых вод в зонах водохранилищ и возможности его прогнозирования. — В кн.: Методы оценки ресурсов подземных вод. Симпозиум в Вильнюсе, СССР, т. 15, М., 1979, с. 305—307.

12. *Природные* изотопы гидросферы/В. И. Ферронский, В. Т. Дубинчук, В. А. Поляков и др. — М., Недра, 1981.

13. *Сакаи Х., Мацубая О.* Изотопная геохимия термальных вод Японии и ее роль в распознавании природы рудообразующих растворов Куроко. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 510—549.

14. *Современное* гидротермальное рудоотложение. М., Мир, 1974.

15. *Тейлор Х. П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., Мир, 1977, с. 213—298.

16. *Толба М.* Опустынивание — общечеловеческая проблема. — Проблемы освоения пустынь, 1978, № 3, с. 18—19.

17. *Уайт Д. Е.* Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., Мир, 1977, с. 464—509.

18. *Щерев К. Д.* Система экзогенных минеральных вод (Абстрактная модель в генетично-вещественных, энергетических и пространственно-временных ординатах). Автореф. докт. дисс. София, 1975.

19. *Эггельсман Р.* Руководство по дренажу. М., Колос, 1978.

20. *A coring* and squeezing technique for the detailed study of subsurface water chemistry/R. J. Patterson, S. K. Frape, L. S. Dykes, R. A. McLeod — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, No. 1, p. 162—169.

21. *A laboratory* study of gravity segregation in frontal drives/F. F. Craig, J. L. Sanderlia, D. W. Moore, T. M. Geffen. — Trans. AIME, 1957, No. 210, p. 275.

22. *Alderman I. K., Smith W. M.* Acid mine drainage: the problem and solution. — Coal Min. and Proc., 1977, vol. 14, No. 8, p. 66—68, 87—88.

23. *Anderson M. P., Berkebile C. A.* Evidence of salt-water intrusion in south-eastern Long Island. — Ground Water, 1976, vol. 14, No. 5, p. 315—319.
24. *Arnason B.* Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium. — Geothermics, 1976, vol. 5. p. 125—151.
25. *Arnason B.* Hot groundwater systems in Iceland traced by deuterium. — Nord. Hydrology, 1977, vol. 8, No. 2, p. 93—102.
26. *Aronson D. A., Seaburn G. E.* Appraisal of operating efficiency of recharge basins on Long Island, New York, in 1969. — Geol. Surv. Water-Supply Paper, 1974, No. 2001—D.
27. *Antificial* recharge of ground water in Burdekin delta, Australia. Summery/N. O. Jones, R. E. Volker, S. E. James e. a. — Circum-Pacific Energy and Miner. Res. Paper Conf., Honolulu, Haw., 1974. Tulsa, Okla, 1976.
28. *Aust H.. Kreysing K.* Geologische und geotechnische Grundlagen zur Tiefversenkung von flüssigen Abfällen und Abwässern. — Geol. Rundschat, 1978, No. 20.
29. *Austin W. H., J.* Geothermal power emerging as alternate energy source. — Canad. Mining J., 1977, vol. 98, No. 10, p. 30—33, 34, 36.
30. *Baffa J. J.* Artificial groundwater recharge and wastewater reclamation. — J. Amer. Water Works Assoc., 1975, vol. 67, No. 9, p. 471—476.
31. *Bahadar J., Saxena R. K., Mookerjee P.* Soil moisture movement and ground-water recharge by tritium tracer tagging technique. — Proc. Indian Acad. Sci., 1977, vol. 85, No. 6, p. 462—471.
32. *Baker C. H.* Computer storage and dissemination of hydrogeologic data by the U. S. Geological Survey. — Mem. IAH, vol. 13, Pt. I. Birmingham Congress, U. K., 1977.
33. *Baker W. E.* The role of humic acid from Tasmanian podzolic soils in mineral degradation and metal mobilization. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, No. 2. p. 269—281.
34. *Banks H. O., Richter R. C., Harder J.* Sea water intrusion in California. — J. Amer. Water Works Assoc., 1957, vol. 49, No. 1, p. 71—88.
35. *Barbier E., Fanelli M.* Relationships as shown in ERTS satellite images between main fractures and geothermal manifestations in Italy. — In: The 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francosco, 1975, Proc. 1976, vol. 2, p. 883—888.
36. *Barrett E. C., Curtis L. F.* Introduction to environmental remote sensing. London-N. Y., 1976.
37. *Batsche H.* Karsthydrologische Untersuchungsmethoden. — Geologia, 1971, No. 64, S. 132—166.
38. *Bayazeed A. F., Donaldson E. C.* Subsurface disposal of pickle liquor. — Rept. Invest. Bur. Mines. U. S. Dep. Inter., 1973, No. 7804.
39. *Bear J.* Dynamics of fluids in porous media. N. Y., 1972.
40. *Berk R. G.* Disposal well problems in Chicago and Bakersfield areas. — Proc. Amer. Soc. Civil Engrs., 1971, vol. 97, No. 5, p. 675—688.
41. *Bieske E.* Das Wichtigste über Trinkwasserschutzgebiete. — Bohrtechnik, Brunnenbau, Bohrleitungsbau, 1972, Bd. 23, No. 4, S. 139—142.
42. *Bignell R. D., Ali Saiyed Shabbir.* Geochemistry and stratigraphy of Nereus Deep, Red Sea. — Geol. Jahrb., 1976, D, S. 173—186.
43. *Bitoun M.* Planning of development of ground water for irrigation. — In: The 9th Congr. of Irrigation and Drainage, Moscow, 1975. Question 31, Gen. Rep., Pt. I, p. 89—97.
44. *Bize J., Bourquet L., Lemoune I.* L'alimentation artificielle des nappes souterraines. Paris, 1972.
45. *Bredehoeft J. D.* Response of well-aquifer systems to earth tides. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, No. 12, p. 3075—3087.
46. *Bredehoeft J. D., Pinder G. F.* Mass transport in flowing ground water. — Water Resources Res. 1973, vol. 9, No. I, p. 194—210.
47. *Brown R. G., Signor D. C.* Artificial recharge — state of the art. — In: Prep. Pap. 2nd Int. Symp. Underground Waste Manag. and Art. Rech., 1973, vol. 2, p. 668—686.
48. *Bruch J. C., Street R. L.* Two-dimensional dispersion. — Proc. Amer. Soc., Civil Engrs, 1967, vol. 93, No. SA 6, p. 17—39.

49. *Burkhardt R.* Neradioaktivni stopovace v hydrogeologii. — Geologicke prace. Spravy GUDS, 1975, No. 62, p. 69—75.

50. *Camp J.-P., Moreno de Barreda J. M.* Injeccion de efluentes industriales en las capas del subsuelo. — Ing. quim., 1979, vol. 10. No. 115, p. 193—198.

51. *Canceill M., Margat J.* Les methodes de prevision en hydrologie souterraine. — J. l'hydraulique, Toulouse, 1978, vol. 25, p. 96—110.

52. *Carlé W.* Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. Stutgart, 1975.

53. *Carter V., Anderson R. R.* Coastal wetland mapping in the central Atlantic region. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1976, No. 929, p. 277—279.

54. *Casati A.* Grundwasseranreicherung in der Region Basel. — Gas-Wasser—Abwasser, 1975, Bd 55, No. 12, S. 845—850.

55. *Cassinis R.* Preliminare su una ricerca degli efflussi di acqua dolce lungo le coste siciliane mediante misure di salinita in mare. — Boll. geofis. teored. appl., 1967, vol. 9, No. 34, p. 120—135.

56. *Čermac V., Lubimova E. A., Stegena L.* Geothermal mapping in Central and Eastern Europe. — In: The 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 1975, Proc. 1976, vol. 1, p. 47—57.

57. *Chazot P.* Les problèmes de l'eau houillères du bassin de Lorraine. — Eau, 1967, t. 54, No. 7, p. 301—309; No. 8, p. 347—360.

58. *Cheng R. T.* Modelling of finite-element method. — In: Advances in hydroscience, US, 1978, vol. 2, p. 207—284.

59. *Churchill R. V.* Fourier series and boundary value problems. N. Y., 1963.

60. *Cole J. A.* Some interpretations of dispersion mesurements in aquifers. — In: Groundwater pollution in Europe, Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 86—95.

61. *Collins A. G.* Geochemistry of oil-field water applied to exploration. — Oil and Gas., 1974, vol. 72, No. 12, p. 90—94.

62. *Collins A. G.* Geochemistry of oil-field water. — Oxford, 1976.

63. *Cooly R. L.* Finit element solution for the equations of groundwater flow. Reno, 1974. (H.-W. Publ., Desert Res, Inst., Univ. Nevada, No. 18).

64. *Craig H.* The isotopic geochemistry of water and carbon dioxide in geothermal areas. — In: Nuclear geology on geothermal areas, 1963, p. 17—23.

65. *Craig H.* Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. — Science, 1966, vol. 154, p. 1544—1548.

66. *Croll B. T.* The impact of organic pesticides and herbicides upon groundwater pollution. — In: Groundwater Pollution in Europe Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 350—363.

67. *Cusicanqui H., Mahon W. A., Ellis A. J.* The geochemistry of the El Tatio geothermal field, Northern Chile. — In: The 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 1975, Proc. 1—96, vol. 1, p. 703—711.

68. *Dam J. G.* van. Possibilities and limitations of the resistivity method of geoelectrical prospecting in the solution of geohydrological problems. — Geoexploration, 1976, vol. 14, No. 3—4, p. 179—193.

69. *Data* on the distribution of aminoacides and oxygen isotopes in petroleum brine waters of various geological ages/E. T. Degens, J. M. Hunt, J. H. Reuten, W. E. Reed. — Sedimentology, 1964, vol. 3, p. 199—225.

70. *Davis G. H., Counts H. B.* Further examination of subsidence at Savannah, Georgia, 1955—1975. — Publ. IAHS-AISH, 1976, vol. 121, p. 347—354.

71. *Deak J.* Environmental isotopes and water chemical studies for grondwater researche in Hungary. — In: Isotope Hydrology. Proc. Symp. IAEA, 1979, vol. 1, p. 221—247.

72. *Debney A. G. P.* Remote sensing detects groundwater in England. — Water and Sewage Works, 1978, vol. 125, No. 4, p. 32—34.

73. *Derdzinska X., Palys J.* „Przerwa hydrochemiczna" w podlozu miocenu zachodniey czesci zapadliska przedkarpackie gor. — Kwart. geol., 1969, vol. 13, No. 4, p. 875—888.

74. *Dincer T., Payne B. R.* An environmental isotope study of the southwestern karst region of Turkey. — J. Hydrology, 1971, vol. 14, p. 233—258.

75. *Dingman R. J., Angino E. E.* Chemical composition of selected Kansas brines as an aid to interpreting change in water chemistry with depth. — Chem. Geol., 1969, vol. 4, No. 1—2, p. 325—339.

76. *Dogru A. H., Alexander W., Panton R. L.* Numerical solution of unsteady flow problems in porous media by spline functions. — J. Hydrology, 1978, vol. 38, No. 1/2, p. 179—195.

77. *Dreher K. D., Sydansk R. D.* Inhibiting salt water intrusion into fresh water aquifers (Maraton Oil Co). Пат. США, кл. 166/н (E 21 в 43/22), № 8642067, заявл. 25.07.70, опубл. 15.02.72.

78. *Drost G.* Monitoring river water to control purity of dune recharge water. — In: Groundwater Pollution in Europe, Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 126—147.

79. *Ecological* survey from space. NASA, Sp-230, Washington, 1970.

80. *Economopoulos J. N.* Pacing a threatening inrush of water in an underground lignite mine. — Научн. ежегодник Афинск. политехнич. ин-та, Афины, 1972, с. 432—458 (греческ.).

81. *Einarsson T., Lütting G.* Das Projekt Vetni-Lift (Ueber die Möglichkeite der intensivieren Nutzung der geothermischen Energie Islands). — Geol. Jahrb., 1976, Bd 9, S. 41—50.

82. *Ellis A. J.* Geothermal systems and power development. — Amer. Scientist, 1975, vol. 65, No. 5, p. 510—521.

83. *Elivett C. D., Pratt D A.* A review of the potential applications of remote sensing techniques to hydrogeological studies in Australia. — Austr. Water Res. Coun. Techn. Paper, 1975, No. 13, p. 147—148.

84. *Environmental* isotope data NoNo 1, 2, 3, 4, 5: World survey of isotope concentration in precipitation (1953—1963; 1964—1965; 1966—1967, 1968—1969; 1970—1971). — Techn. rept. series IAEA; 1969, No 69; 1970, No. 117; 1971, No. 129; 1973, No. 147; 1975, No. 165.

85. *EPA* proposes for-reaching regulations for reducing synthetic organics in drinking water. — Civil Engng (USA), 1978, vol. 48, No. 3, p. 69—71.

86. *Erb F.* Généralites sur la réalimentation artificielle des nappes souterraines. — Produits et problémes pharmaceutiques, 1971, vol. 26, No. 8, p. 499—529.

87. *Erbel K.* Feststellung unterirdischer Fliessrichtungen in einem tropischen Karstgebiet. — Mitt., Inst. Wasserbau, Universität Stuttgart, 1975, No. 35, S. 194—223.

88. *Erh K. T., Nielsen D. R., Bigger J. W.* Two dimesional heat transfer in porous media with steady-state water flow. — Proc. Soil Sci. Soc. America, 1971, vol. 35, No. 2, p. 209—214.

89. *Esmail O. J., Kimbler O. K.* Investigation of the technical feasibility of storing fresh water in saline aquifers. — Water Resource Res., 1967, vol. 3, No. 3, p. 683—695.

90. *Exler H. J.* Defining the spread of groundwater contamination below a waste tip. — In: Groundwater Pollution in Europe, Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 215—241.

91. *Fancelli R., Nuti S., D'Amore F.* Acqui hydrothermal manifestations (Piedmont). — In: Intern. congr. on the thermal waters, geotherm. energy and volcanology of the Mediterranean area, Proc. Athens, 1976, vol. 2, p. 170—184.

92. *Fernandez-Rubio R.* Problemas hidrogeologicos en la mineria. — Bol. geol. y min., 1975, t. 86, No. 5, p. 39—51.

93. *Ferrara G. C., Gonfiantini R., Panichi C.* La composizione isotopica della vapore de alcuni soffioni di Larderello e della'aqua di alkune sorgenti e moffete della Toscana. — In: Atti. soc. tosc. sci. nat., 1965, t. 75, p. 570—588.

94. *Fielding M., Packham R. F.* Organic compounds in drinking water and Public health. — J. Instn. Water Engrs. and Sci., 1977, vol. 31, No. 5, p. 353—367.

95. *Fournier R. O., Truesdell A. H.* An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. — Geochim. et cosmochim acta, 1973, No. 37, p. 1255—1275.

96. *Fournier R. O., White D. E., Truesdell A. H.* Geochemical indicators of subsurface temperatures. Pt I. Basic assumptions. — J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, vol. 2, No. 3, p. 259—263.

97. *Fricke K.* Bemerkungen zu den Begriffen „Therme" und „thermal" aus der Sicht des Hydrogeologien. — Heilbad und Kurort, 1970, Ht 10, S. 281—289.

98. *Frost R.* Evaluation of the rate of decrease in the iron content of water pumped from a flooded shaft mine in County Durham, England. — J. Hydrology, 1979, vol. 40, p. 101—111.

99. *Fudjinawa K.* Finite-element analysis of groundwater flow in multiaquifer systems. 2. A quasi three-dimensional flow model. — J. Hydrology, 1977, vol. 33, No. 3/4, p. 349—362.

100. *Fukuda K.* On the fluctuation of the water table of the shallow ground water in paddy field shown by an equicorrelation coefficient map. — J. Japan. Assoc. Groundwater Hydrol., 1970, No. 18, p. 1—3.

101. *Gardner G. H. F., Downie J., Kendel H. A.* Gravity segregation of miscible fluids in linear models. — Trans. AIME, 1962, No. 225, p. 95.

102. *Garcia-Bengochea J. J., Vernon R. O.* Deep well disposal of waste waters in saline aquifers of South Florida. — Water Resources Res., 1970, vol. 6, No. 5, p. 972—978.

103. *Geiger R.* The climate near the ground. U. S., Cambridge, 1965.

104. Гълъебов М., Пенчев Н. Влияние на анизоторопности на разделящито слоеве върху филтрацията в слоистите водоносни комплекси. — Инжен. геология и хидрогеология, 1977, № 6, с. 12—13.

105. *Gelhar L. W., Collins M. A.* General analysis of longitudinal dispersion in nonuniforms flow. — Water Resources Res., 1971, vol. 7, No. 6, p. 1511—1521.

106. *Gelhar L. W., Wilson J. L.* Groundwater quality modelling. — Ground Water, 1974, vol. 12, No. 6, p. 399—408.

107. *Gerlach V. C.* Satellitenbildauswertung zur Verstellung von Trinkwasserreserven in Rheinishen Schiefergebirge. — Geol. Rundschau, 1977, Bd 66, No. 3, S. 850—866.

108. *Glander H., Zeidler A.* Schutz des Mineralwassers. Tagungsber. Intrn. Symp. Protect. Miner. Waters against Undesirable Human Interf., Karlovy Vary, 16—19 Mai 1972. — Z. angew. Geol., 1973, Bd 19, No. 1, S. 49—51.

109. *Goldshmit J.* Water-quality aspects of ground-water recharge in Israel. — J. Amer. Water Works Assoc., 1974, vol. 66, No. 3, p. 163—166.

110. *Gonfiantini R., Dinçer T., Derkoy A. M.* Environmental isotope hydrology in the Hodna region, Algeria. — In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1974, vol. 1, p. 293—316.

111. *Goolsby D. A.* Hydrogeochemical effects of injecting wastes into a limestone aquifer near Pensacola, Florida. — Ground Water, 1971, vol. 9, No. 1.

112. *Gren D. H., Perry R. H., Babcock R. E.* Longitudinal dispersion of thermal energy through porous media with a flowing fluid. — J. Amer. Inst. Chem. Engng., 1964, No. 10, p. 645—651.

113. *Gringarten A., Sauty J. P.* Simulation des transferts de chaleur dans les aquifers. — Bull. BRGM, 1975, ser. 3, No. 1, p. 25—34.

114. *Grob K., Grob G.* Organic substances in potable water and its precursor. Part 2. Applications in the area of Zurich. — J. Chromatogr., 1974, vol. 90, p. 303—313.

115. *Ground* water studies. An International guide for research and practice. UNESCO, Paris, 1972.

116. *Ground* water studies. An international for research and practice. UNESCO, Paris, 1975.

117. *Grove D. B., Beetem W. A.* Porosity and dispersion constant calculations for a fractured carbonate aquifer using the two well tracer method. — Water Resources Res., 1971, vol. 7, No. 1, p. 128—134.

118. *Grumăzescu H.* Utilisarea technicolor teledetectei in cercetarea apelor freatice. — Stud. sci. si cerc. hidrol., 1976, t. 45, p. 351—356.

119. *Gupta S. P., Greencorn R. A.* Determination of dispersion and nonlinear adsorption parameters for flow in porous media. — Water Resources Res., 1974, vol. 10, No. 4, p. 839—846.

120. *Gupta S. P., Greencorn R. A.* Dispersion during flow in porous media with bilinear absorption. — Water Resources Res., 1973, vol. 9, No. 3, p. 1357—1368.

121. *Gupta S. P., Tanji K. K., Luthin J. N.* A three-demensional finite element ground-water model. — Calif. Water Resources Center, Nov. 1975, Contr. No. 152.

122. *Hackeschmidt M.* Strömungstechnik. Aenlichkeit-Analogie Modelle. Leipzig, 1972.

123. *Haenel R.* Heat flow measurments in Northern Italy and heat flow map of Europe. — J. Geophys., 1974, vol. 40, No. 3, p. 367—380.

124. *Hardt W. F., Hutchinson C. B.* Model aids planners in predicting rising groundwater levels in San Bernardino, California. — Ground Water, 1978, vol. 16, No. 6, p. 424—431.

125. *Harleman D. R. F., Rumer R. R.* Dynamics of salt water intrusion in porous media. U. S. Massachusetts Inst. Techn., 1962 (Techn. Rep. No. 55).

126. *Harpaz Y., Bear J.* Investigations of mixing of waters in underground storage operations. — In: Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Gen. Assembly of Berkely Publ., 1964, p. 132—153.

127. *Henry H. R.* Transitory movements of the salt-water front in an extensive aquifer. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, No. 450—B, p. 387—389.

128. *Herbert R.* Dredge mining for rutile-effects on water quality. — In: Groundwater Pollution in Europe, Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 249—251.

129. *Hirosi J.* Обзор использования горячих источников в Японии в 1974 финансовом году. — Онсэн кагаку кайси, J. Soc. Engrs. Miner. Springs Japan, 1977, vol. 12, No. 1, p. 40—50.

130. *Hoopes J. A., Harleman D. R. F.* Dispersion in radial flow from a recharge well. — J. Geophis. Res., 1967, vol. 72, No. 14, p. 595—3607.

131. *Horosanu G.* Aspecte prevend asecaroa orisonturllor acvifere in bazlnul minier Rovinari. — Mine, petrol. si gaze, 1977, t. 28, No. 10, p. 443—445.

132. *Howard G. C., Bearden W. G., Bearden E. M.* Multy-layer well sand screen. Amoce Production Co, Пат. США № 3816894, кл. E 21 в 43/08, B 23 p15/16, заявл. 06.11.72, опубл. 18.06.74.

133. *Huisman L.* Dimensionirung der Grundwasseranreicherung, — Wien Mitt., Abwasser, Gewässer, 1973, Bd 12, Hft -—18.

134. *Hunt B. W.* Dispersion from pit in uniform seepage. — Proc. Amer. Soc. Civil Engrs. J. Hydrology Div., 1973, vol. 99. No. 1, p. 13—21.

135. *Hunt B. W.* Radial dispersion in ground-water flow. — Proc. Amer. Soc. Civil Engrs., J. Mech. Div., 1974, vol. 100, No. 6, p. 1117—1127.

136. *Hydrotechnik* in Bergbau und Bauwesen. Leipzig, 1975.

137. *Idso S. B., Jackson R. D., Requimato R. J.* Estimating evaporation with technique adaptable to remote sensing. — Science, 1976, vol. 189, No. 4207, p. 991—992.

138. *Isolation* and identification of organic contaminants in ground water. — In: Identification and analysis of organic pollutant in water/W. J. Dunlop, D. C. Show, M. R. Scalf, R. L. Cosby. — Ann-Arbor Sci., Ann Arbor, Michigan, 1976, p. 453—477.

139. *Ivanovich M., Smith D. B.* Determination of aquifer parameters by a two-well pulsed method using radioactive tracers. — J. Hydrology, 1978, vol. 36, No. 1—2, p. 35—45.

140. *Jansa O. V. E.* Artificial ground-water supplies in Sweden. — Publ. IASH, Rome, 1954, No. 37.

141. *Jeanson B., Dufort I.* Etude sur modéle physique des condition de pollution des nappes côtiéres par l'eau salée lors de la production. — Bull. BRGM, 1970, ser. 3, No. 3, p. 99—148.

142. *Jeltes R.* Prompt detection and tracing of oils and other determental chemicals in the environment. — Water Resources Res., 1974, vol. 8, No. 11, p. 977—987.

143. *Jetel J.* Vertical zonality index: the relation between hydrodynamic and hydrogeochemical conditions. — Vestn. Ustred. ustavu geol., 1976, vol. 51, No. 1, p. 47—50.

144. *Job. C., Mutschlechner G., Zotl J.* Vergleichende Markierungsversuch an Hangwassern in einem Bergsturzgelande. — Steir. Beitrage zur Hydrogeologie, 1969, No. 21, S. 181—191.

145. *Jones K. E.* Calculation of evapotranspiration using colour infrared photography. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1977, No. 655, p. 1—4.

146. *Jorgensen S. E.* Do heavy metals prevent agricultural tse of municipal sludge? — Water Resources Res., 1975, vol. 9, No. 2, p. 163—170.

147. *Jury W. A.* Solute travel—time estimates for tiledrained fields. I. Theory. 2. Application to experimental studies. — Soil Sci. Soc. Amer., Proc. 1975, vol. 39, No. 6, p. 1020—1028.

148. *Kaminski B., Kordes B., Siemek J.* Ksztaltowanie sie pola temperatur podczas przeplywu wody w warstwie artezyjanskiej. — Archiwum hydrotechniki, 1976, t. 23, No. 2, p. 217—239.

149. *Kanz W.* Auswirkungen landwirtschaftlicher Dünung auf das Grundwasser. — Geol. Rundschau, 1977, Bd 66, No. 3, S. 877—890.

150. *Kasiske D., Klinkmüller K. D., Sonnenborn M.* Application of high—performance liquid chromatography to water pollution analysis. — J. Chromatogr., 1978, vol. 149, p. 703—710.

151. *Kaufman M. I., McKenzie D. J.* Upward migration of deepwell waste injection fluids in Floridian aquifer, South Florida. — J. Res. U. S. Geol. Surv., 1975, vol. 3, p. 261—271.

152. *Kent L. E.* The thermal waters of the Republic of South Africa. — In: Mineral and thermal waters of the world. B-Oversea countries. Prague, 1969, p. 143—164 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

153. *Kielak L.* Ocena niektorych metod pomiaru wilgotnosci gleby w warunkach laboratoryjnych. — Biul. warrywniczy, 1977, t. 20, p. 131—138.

154. *Kitching R., Sheare T. R., Shedlock S. R.* Recharge to bunter sandstone determined from lysimeters. — J. Hydrology, 1977, No. 33, p. 217—232.

155. *Klotz D.* Hydraulische Eigenschaften des Schlitzbrückenfilter. — Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, 1969, Bd 20, No. 12, S. 451—459.

156. *Klotz D.* Hydraulische Eigenschaften der Schlitzfilter 1. — Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, 1970, Bd 21, No. 10, S. 369—376.

157. *Klotz D.* Hydraulische Eigenschaften der Schlitzfilter 2. — Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, 1970, Bd 21, No. 11, S. 411—416.

158. *Klotz D.* Hydraulische Eigenschaften der Kiesbelagfilter. — Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau, 1971, Bd 22, No. 9, S. 323—328.

159. *Koch A., Klotz D., Moser H.* Auswendung radioaktiver Isotope in der Hydrologie. 6. Einfluss der Filterrohres auf die Messung der Filtergeschwindigkeit nach dem Verdünungsverfabren. — In: Atomkerneenergie, 1967, No. 9/10, S. 118—229.

160. *Kolaczkowski S. T., Spandowska S.* Ueber künstliche Grundwasseranreicherung. — Wien. Mitt. Wasser. Abwasser, Gewässer, 1973, Bd 12, K/1—K/19.

161. *Kolago C.* Sposob pokazywania pionowej zmiennosel hydrochemicznei na mapach. — Prz. geol., 1978, t. 26, No. 12, p. 708—710.

162. Кондо Ч. Влияние землетрясений на изменение свойств пород. — Нихон тикасуй гаккай кайси, J. Japan Assoc. Groundwater Hydrol., 1973, vol. 15, No. 2, p. 57—69.

163. *Krizek R. J., Castillo E., Karadi G. M.* Theoretical study of dispersion in a fractured rock aquifer. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, No. 3, p. 558—573.

164. *Kunii D., Smith J. M.* Heat transfer characteristics of porous rocks. 2. Thermal conductivities of unconsolidated particles with flowing fluids. — J. Amer. Inst. Chem. Engng., 1961, vol. 7, p. 29—34.

165. *Lagarde A., Maugis P.* Méthodes d'étude des possibilités d'exploitation des nappes d'eaux souterraines pour le chauffage urbain. Réf. 14072. Inst. francais du pétrole, 1966.

166. *Large* ground movements and structures. Proc. of the Conference in Cardiff, 1977. London—Plymouth, 1978.

167. *Latta B. F.* Subsurface disposal of waste in Canada. — In: Prep. Rap. 2-nd Int. Symp. Underground Waste Manag. and Artif. Recharge. Tulsa, Okla, 1973, vol. 1, p. 622—633.

168. *Lauwerier H. A.* The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid. — Appl. Sci. Res., 1955, sec. A., vol. 5, No. 2—3, p. 145—150.

169. *Lee C., Cheng R. T.* On seawater encroachment in coastal aquifers. — Water Resources Res., 1974, vol. 10, No. 5, p. 1039—1043.

170. *Linsenbarth A.* Satelitarna kamera wielospektralna MKF-6. — Prz. geol., 1978, vol. 50, No. 6, p. 203—204.

170. *Löffler H., Rietsch W., Huhn W.* Erhörung der Grundwasseranreicherung weitere Ergebnisse zu einsatz; Technologie und Bemessung. — Wasserwirtschaft-Wassertechnik, 1973, No. 6, S. 220—224.

171. *Lofgren B. E.* Hydrogeologic effects of subsidens, San Joaquin Valley, California. — Publ. IAHS-AISH, 1976, No. 121, p. 113—123.

173. *Mahon W. A. J.* The chemical composition of natural thermal waters. — In: Int. Symp. on hydrogeochemistry and biogeochemistry, Japan, 1970, 1973, vol. 1, Hydrogeochemistry, p. 196—210.

174. *Marino M. A.* Distribution of contaminants in porous media flow. — Water Resources Res., 1974, vol. 10, No. 5, p. 1013—1018.

175. *Mathey B.* Quelques problemes lies a l'etude des transferts de chaleur dans les milieux poreux. — Gas-Wasser-Abwasser, 1977, Bd 57, No. 9, S. 652—656.

176. *Matsubara S.* Studies of the coast waters. I. On the contact surface of fresh and salt water under the ground near a sandy seashore. — Reclamat. and Melior., 1958, No. 4, p. 25—26.

177. *Matthess G.* Actuelle Probleme der Grundwassererschlie—Bung und des Grundwasserschutzes in Schleswig-Holstein un Hamburg. — 3R Int., 1978, Bd 17, No. 1, S. 22—27.

178. *Mazor E.* The Ram Crater Lake. A note on the revival of a 2000-year old groundwater tracing experiments. — In: Interp. of environm. isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Proc. Adv. Group Meeting IAEA, 1976, p. 179—181.

179. *McCormick R. L.* Filterpack installation and redevelopment techniques for shallow recharge shafts. — Ground Water, 1975, vol. 13, No. 5, p. 400—405.

180. *McNitt J. R.* The geologic environment of geothermal fields as a guide to exploration. — In: UN symposium on the development and utilisation of geothermal resources, Pisa, Proc. 1970, vol. 1, p. 24—31 (Geothermics, Spec. iss., 1973).

181. *Merlivat L., Vuillaume Y.* Caractérisation de l'intrusion marine dans la nappe de la Crau, a l'aide du deutérium. — Bull. BRGM, sec. 3, 1970, No. 3, p. 81—85.

182. *Milde G.* Gefährdung und Schutz des Umweltfactors Grundwasser. — Neue Bergbautechnik, 1975, No. 10, S. 750—759.

183. *Mission* to Earth: Landsat views the world. NASA-sp. 360/N. M. Short, P. D. Lowman, S. C. Freden, W. A. Finch. — Washington, 1976.

184. *Mokha J. S.* Deep well injection of liquid waste. — Groundwater Pollution in Europe, Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 417—436.

185. *Moranville M. V., Kessler D. P., Greencorn R. A.* The effect of anisotropy on dispersion during flow in porous media. — Prep. Div. Petrol. Chem., Amer. Chem. Soc., 1976, vol. 21, No. 2, p. 260—277.

186. *Moravcova D.* Artificial recharge of ground water in Czechoslovakia. — Verh. Int. Ver. theoret. und angew. Limnol., 1972, Bd 18, Pt 2, S. 1001—1010.

187. *Mook W. G.* The dissolution—exchange model for dating ground water with ^{14}C. — In: Interpretation of environmental isotope and hydrochrmical data in groundwater hydrology. Proc. Adv. Group IAEA, 1976, p. 213—225.

188. *Moyen D., Regnion P.* Pejet dans les couches géologiques profondes d'eaux residuaires industrielles. — Techn. et sci. munic. et rech. eau, 1970, t. 65, No. 5, p. 215—219.

189. *Muffler L. J. P.* Tectonic and hydrologic control of the nature and distribution of geothermal resources. — In: The 2-nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 1975, Proc. 1976, vol. 1, p. 499—507.

190. *Mull R.* Restriktionen bei der Grundwassernutzung. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1977, Bd 128, Hft 2, S. 411—416.

191. *Müller E. R.* Zur Geochemie der Tiefenwasser und organischen Substanz in Nordteil der DDR. — Z. angew, Geol., 1969, Bd 15, No. 3, S. 113—124.

192. *Muzikaz R.* Vyuziti statistickych metod pri prognozach hladin podzemni vody. — Folia prirodoved. fak. UIEP Brno, 1976, t. 17, No. 12, p. 67—71.

193. *Nakamura H.* Mineral and thermal waters of Japan. — In: Mineral and thermal waters of the world. B-Oversea countries. Prague, 1969, p. 45—62 (23 Int. geol. congr., Vol. 19).

194. *Nir A.* On the interpretation of tritium „age" measurments of ground water. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, p. 2589—2595.

195. *Nobua Kurata.* Present status of land subsidense in deltaic areas of Japan. — In: Water Resources Series UNESCO, N. Y., 1963, No. 24, p. 147—157.

196. *Nordberg L., Soveri J.* Seasonal and multiannual changes of groundwater storage in Norden and the adjacent part of the USSR. — In: Nordic Hydrol. Conf. and Second Nordic IHP Meeting. Hanasaari, 1978, p. 12—15.

197. *Oakes D. B.* Use of idealized models in predicting the pollution of water supplies due to leachate from landfill sites. — Groundwater Qual., Mesur. Predict. and Prot. Paper and Proc. Water Res. Cent. Conf., Reading, 1976. Medmenham-Stevenage, 1977, p. 611—623.

198. *Oakes D. V., Edworthy K. J.* Field measurments of dispersion coefficients in the United Kingdom. Groundwater Qual. — Measur. Predict. and Prot. Paper and Proc. Water Res. Cent. Conf., Reading, 1976. Medmenham-Stevenage, 1977, p. 274—297.

199. *Occurence* of dissolved organic carbon in selected groundwater samples in United States/J. A. Leenheer, R. L. Malcolm, P. W. McKinley, L. A. Eccles. — J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, vol. 2, No. 3, p. 361—369.

200. *Ogata A.* Transverse diffusion in saturated isotopic granular media. — Washington, 1961. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 411-B, p. 1—8.

201. *Ogata A.* Two-dimensional steady-state dispersion in a saturated porous medium. — J. Res. U. S. Geol. Surv.. 1976, vol. 4, No. 3, p. 277—284.

202. *Okutsu H.* Режим уровня грунтовых вод до и после землетрясения в открытом море, префектура Мияга. — Нихон тикасуй гаккай кайси, J. Japan. Assoc. Groundwater Hydrol., 1979, vol. 21, No. 1, p. 43—44.

203. *Olmer M., Rezac B.* Principy metodiky map pro pchranu podzemnich vod na uzemi Cech a Moravy v meritku 1 : 20 000. — Miner. slovaca, 1974, t. 6, No. 3, p. 273—278.

204. *Omori M., Ichikawa T., Ogawa H.* Изучение работы анализаторов общей потребности в кислороде. — Гэсуйдо ке кайси, J. Japan. Sewage Works Assoc., 1978, vol. 15, No. 172, p. 43—51.

205. *Palciauskas V. V., Domenico P. A.* Solution chemistry, mass transfer and the approach to chemical equilibrium on porous carbonate rocks and sediments. — Bull. Geol. Soc. America, 1976, vol. 87, No. 2, p. 207—214.

206. *Panchini C., Nuti S., Noto P.* Use of isotopic geothermometers in the Larderello geothermal field. — In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1979, vol. 2, p. 613—629.

207. *Parcer G. G., Strongfield V. T.* Effects of earthquakes, trains, tides, winds and atmospheric changes on water in the geologic formations of Southern Florida. — Econ. Geol., 1950, vol. 45, p. 143—150.

208. *Pascu M.* Carte des eaux minérales de la République Populaire Roumanie. Genése et repartition. — Bul. 6 Congf. Associat. Carpatho-Balkanique, Warszawa 1974, t. 3, f. 1, p. 687—693.

209. *Payne B. R., Schroeter P.* Importance of infiltration from the Chimbo River in Equador to ground water: A study on enveronmental isotope variations. — In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1979, vol. 1, p. 145—156.

210. *Perlmutter N. M., Ioren G.* Effects of major water-table changes in Kinga and Quens Counties, New York Citi. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1963, No. 450-B, p. 136—139.

211. *Perren B.* Verfahren zur Verminderung der Verschutzung von Grundwasser und Einrichtung zur Durchführung des Verfahrens. Швейцар. пат., кл. E 03B 3/18, № 566455, заявл. 20.03.73, опубл. 15.09.75.

212. *Peterson F. L., Williams J. A., Wheatcraft S. W.* Waste injection into a two-phase flow field: sand—box and Hele-Shaw models study. — Ground Water, 1978, vol. 16, No. 6, p. 410—415.

213. *Pettyjihn W. A.* Monitoring cyclic fluctuations in groundwater quality. — Ground Water, 1976, vol. 14, No. 6, p. 472—479.

214. *Pinder G. F.* A Galerkin-finite element simulation of groundwater contamination on Long Island, New York. — Water Resource Res., 1973, vol. 9, No. 6, p. 1957—1969.

215. *Pitt W. W., Jolley R. L., Katz S.* Separation and analysis of refractory pollutants in water by high-resolution liquid chromatography. — In: Identification and Analysis of organic Pollutants in Water, Ann-Arbor Sci., Ann Arbor, Michigan, 1976, p. 215—231.

216. *Fractical* geothermal pumping system. — Combustion (USA), vol. 46, No. 11, p. 24—27.

217. *Proceedings* of the Comission on geographical data sensing and processing, Moscow, 1976. Ottawa, 1967.

218. *Raimondi P., Gardner G. H. F., Petrick C. B.* Effects of pore structure and molecular diffusion on the mixing of miscible liquids flowing in porous media. Reprint 48 AICHE-SPE, Joint Symp. on fundamental concepts of miscible displacement, pt 2, San Francisco, 1959.

219. *Ramon S.* La prevision des niveatx piezometriques. Trois remarques sur un longe serie d'observations. — Bull. BRGM, 1978, sec. 3, No. 3, p. 239—245.

220. *Rancillo J. A.* Injection well operation and maintenance. — Publ. IAHS-AISH, 1976, No. 121, p. 325—333.

221. *Rehse W.* Elimination und Abbau von organischen Premdstoffen, pathogenen Keimen und Viren in Lockergestein. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1977, Bd 28, Hft 2, S. 319—329.

222. *Remote* sensing detection of perched water tables/J. E. Estes, D. S. Simonett, L. R. Timmey e. a. Univ. Calif. Water Resources Center Contrib., 1978, No. 175.

223. *Remson T., Randolph T.* Application of statistical methods to the analysis of groundwater levels. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 39, No. 1, p. 75—83.

224. *Repka P.* Rajonizacia podzemnych vod Vychodosloveskej niziny. — Geogr. casop., 1967, t. 19, No. 1, p. 31—47.

225. *Rice I. M.* Salt water disposal in the Permian basin. — Producers Montly, 1968, vol. 32, No. 3, p. 28—30.

226. *Rijken J. H. A., Clutten J. M.* The water problem in relation to mining at Konkola Division, Nchanga Consolidated Copper Mines Limited. — Geol. eo mijnbouw, 1972, vol. 51 (3), p. 399—408.

227. *Risler J. J.* Carte des eaux minérajes et thermales de la France, 1 : 1 000 000. Paris, Ed. BRGM, 1973.

228. *Robinson T. W.* Earth-tides shoun by fluctuations of water-levels in wells in New Mexico and Iowa. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1939, vol. 20, p. 47—54.

229. *Rose D. A.* Hydrodynamic aisperation in porous materials. — Soil Sci., 1977, vol. 123, No. 5, p. 277—283.

230. *Rose D. A., Passioura J. B.* The analysis of experiments on hydrodynamic dispersion. — Soil Sci., 1971, vol. 3, No. 4, p. 252—257.

231. *Rozkowski A.* Wody podziemne Gornoslaskiego Zaglebia Weglowego. — Prz. geol., 1978, t. 26, No. 9, p. 549—553.

232. *Rushton K. R.* Critical analysis of alternating direction implict method of aquifer analysis. — J. Hydrology, 1974, vol. 21, No. 2, p. 153—172.

233. *Salati E., Leal J. M., Campos M. M.* Environmental isotopes used in a hydrological study of Northeastern Brazil. — In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1974, vol. 1, p. 259—282.

234. *Salinity* management alternatives of oil-shale-water supplies/I. E. Radosevich. G. Y. Scogerboe, D. B. Whorter, W. R. Walker. — Natur. Res. J., 1977, vol. 17, No. 3, p. 461—475.

235. *Sasman R. T.* Thermal pollution of ground water by artificial recharge. — Water and Sewage Works, 1972, vol. 119, No. 12, p. 52—55.

236. *Sauty J. P.* Presentation d'un modele mathematique de la propagation d'un front de pollution dans une nappe d'eau souterraine. — Houille blanche, 1971, t. 26, No. 8, p. 73—75.

237. *Schaecke B., Schaecke E.* Zur Steuerung der Bewässerung durch Bodenfeuchtemessungen mit einer Neutroentiefensonde in horisontal unter Flur verlegten Sondenmesssträngen. — Arch. Acker. und Pflanzenbau und Bodenkunde, 1977, Bd 21, No. 7, S. 565—573.

238. *Schnitzer W. A., Wagner W.* Markierungsversuche mit Geruchstaffen in der Karsthydrogeologie. — Geol. Bl NO—Bayern, 1967, Bd 17 No. 4. S. 179—194.

239. *Schoelleur M.* Un nouveau geothermomenter pour la calcul de la temperature de l'eau des cources thermominerales a leur origine profonde. — In: Intern. Congr. on thermal waters, geothermal energy and volcanology of the Mediterranean area, Proc. Athens 1976, vol. 2, p. 477—506.

240. *Schwartz H. J., Midgley D. C.* Evaluation of geohydrologic constants for the Far West Rand dolomitic formations. — Civil Engng. Soith Africa, 1975, vol. 17, No. 2, p. 31—36.

241. *Schwartz K., Seifert V.* Pflanzenbedarfsgerechte Bodenwasserregulierung durch unterirdische wechselseitige Wasserregulierung im Vergleich zu anderen Verfahren der Ent- und Bewässerung. — Arch. Acker. und Pflanzenbau und Bodenkunde, 1977, Bd 21, No. 2, S: 87—98.

242. *Schweizer H. U.* Gewässerschutzbereiche, Grundwasserschutzsonen und Grundwasserslhutzareale als Hauptelemente des planerischen Grundwasserschutzes. — Gas-Wasser-Abwasser, 1976, Bd 56, No. 3, S. 89—96.

243. *Schwille F., Linke R.* Der Kohlenwasserstoffegehalt nicht kontaminierter Kluftgrudwässer in der Bundesrepublik Deutschland. — GWF-Wasser-Abwasser, 1976, Bd 117, No. 2, S. 75—80.

244. *Seguin J.* Les possibilities detection et de mesure en milienaqueux, des colorantseux tres faibles concentrations. — Ann. Sci. Univ. Besancon, Géol., 1971, No. 15, p. 305—310.

245. *Shamir U. Y., Harleman D. R. F.* Dispersion in layered porous media. — J. Hydrol. Div., Proc. Amer. Soc. Civil. Engng., 1967, vol. 93, No. 5, Paper No. 5455, p. 237—260.

246. *Shen H. T.* Transient dispersion in uniform porous media flow. — J. Hydrol. Div., Proc. Amer. Soc. Civil (Engng, 1976, vol. 102, No. 6, p. 707—716.

247. *Smith J. L., McWhorter D. B., Trout T. J.* Mass balance monitoring of land application sites for wastewater residuals. — Trans. ASAE, 1977, vol. 20, No. 2, p. 309—312.

248. *Sofer Z., Gat J. R.* The isotopic composition of evaporating brines: effect of the isotopic activity ration in saline solutions. — Earth Planet Sci., Letters, 1975, vol. 26, p. 179—186.

249. *Soliman M. M.* Boundary flow considerations in the design of wells. — J. Irrigat. and Drain. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engng., 1965, vol. 91, No. 1, p. 159—177.

250. *Somers J. A.* The fate of spilled oil in the soil. — Hydrol. Sci. Bull., 1974, vol. 19, No. 4, p. 501—521.

251. *Stallmen R. W.* Steady one-dimensional fluid flow in a semiinfinite porous medium with sinusoidal temperature. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, No. 12, p. 2821—2827.

252. *Standarts* methods for the examination of water and wastewater. N. Y. — Washington, 1971.

253. *Stapel Z.* Badania nad zasoleniem wod gruntowych na terenach nawadnianych wodami sciekowymi. — Roczn. nauk roln., 1973, vol. 78, No. 2, p. 45—59.

254. *Steelink C.* Humates and other natural organic substances in the aquatic environment. — J. Chem. Educ., 1977, vol. 54, No. 10, p. 599—603.

255. *Stieglitz L.* Organic micropollutants in water: their determination and significance for drinking water technology. — Kemija-Komi, 1977, vol. 4, No. 4, p. 127—132.

256. *Submarine* thermal springs on the Galapagos rift/J. B. Corliss, J. Dymond, L. I. Gordon e. a. — Science, 1979, Vol. 203, No. 4385, p. 1073—1083.

257. *Suzuki S.* Percolation measurments based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. — J. Geophys. Res., 1960, vol. 65 (9), p. 2883—2885.

258. *The occurence* of volatile organics in five drinking water supplies using gas chromatography (mass-spectrometry). — In: Identification and analysis of organic pollutants in water/W. E. Coleman, R. D. Lingg, R. G. Melton, F. C. Kopfer — Ann-Arbor Sci., Ann Arbor, Michigan, 1976, p. 305—327.

259. *Theis C. V.* Aquifer and models. — In: Proc. Nat. Symp. Groundwater Hydrology, Amer. Water Res. Assoc., San Francisco,1967, p. 138—148.

260. *Thomas J. L., Riley J. P., Israelsen E. K.* A hybrid computer program for predicting the chemical quality of irrigation return flows. — Water Res. Bull, AWRA, 1972, vol. 8, No. 6, p. 922—934.

261. *Todd D. K., McMulty D. E. O.* Polluted ground water. A review of the significant literature. N. Y., Water Inform. Center, 1976.

262. *Tomlinson L., Rushton K. R.* The alterating direction explicit method for analysing groundwater flow. — J. Hydrology, 1975, vol. 27, No. 3/4, p. 267—274.

263. *Trescott P. C., Larson S. P.* Solution of three-dimensional groundwater flow equations using the strongly omplicit procedure. — J. Hydrology, 1977, vol. 35, No. 1/2, p. 49—80.

264. *Tritium* profiles in Kalahari sands as a measure of rainwater recharge/ T. Verhagen, P. E. Smith, I. McGeorge, Z. Dzembowski — In: Isotope Hydrology Proc. Symp. IAEA, 1979, vol. 12, p. 733—749.

265. *Truesdell A. H.* Summary of section 3, Geochemical techniques in exploration. — In: The 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco, 1975, Proc. 1976, vol. 1, p. LIII—LXIII.

266. *Turk L. I.* Diurnal fluctuations of water tables induced by atmospheric pressure changes. — J. Hydrology, 1975, vol. 26, No. 1—2, p. 1—16.

267. *Utilisation* des effects de marée, mis évidence par télédéction, sur la localisation et l'exploitation de résurgences d'Antikira, dans golf de Corinthe (Béotie, Gréce continentale)/J. C. Gros, C. Leveque, N. Papakis, C. Soubourou — Compt. rend. Acad. sci., 1976, D. 283, No 12, p. 1393—1396.

268. *Vasileva D.* Osnovni principi prognose podzemnich voda. — Gradevinar, 1977, t. 29, No. 12, p. 471—473.

269. *Verhagen B. T., Sellschop J. P. F., Jennings C. M. H.* Contribution of environmental tritium measurements to some geohydrological problems in Southern Africa. — In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1970, p. 289—313.

270. *Viberg L.* Geobildtolkning av mäktighetsförhällanden inomleromräden. Rapp. Statens inst. byggnadsforsk., 1974, No. 9.

271. *Vinograd I. J., Friedman I.* Deuterium as a tracer of regional groundwater flow, Southern Great basin, Nevada and California. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, vol. 83, p. 3691—3708.

272. *Vogel J. C., Enhalt D.* The use of the carbon isotopes in groundwater studies. — In: Radioisotopes in Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1963, p. 383—395.

273. *Voigt H.-J., Zieschang J.* Eine hydrochemische Karte der Mitteleuropäischen Senke auf dem Territorium der VR Polen und der DDR. — Z. angev. Geol., 1977, Bd 23, No. 5, S. 255—256.

274. *Vorhis R. C.* Hydrologic effects of the earthquake of March 27, 1967 outside Alaska. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1967, No. 544-C, p. 54.

275. *Vuillaume G.* Utilisation des images de télédétection multispectrale en hydrogéologie. — J. étude télédétection. Lyon, 1978, p. IX/XII/4.

276. *Vu-Ngoc-Ky.* Strefowosc hydrochemiczna w karbonie i jego nadkladzie na obszerze Babice-Spytowice. — Prz. geol. PAN Krakowie, 1973, No. 74.

277. *Wala A., Witczak S.* Solomier MZW-I — Wizadzenie polowe do szybkiego okresbania mineralizacji wod naturalnych. — Technika poszuk., 1970, t. 9, No. 84, p. 29—31.

278. *Walker W. R., Stewart R. C.* Deep-well disposal of waste. — J. Sanit. Engrs. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, 1968, vol. 94, No. 5, p. 945—968.

279. *Walton G.* ABS contamination. — J. Amer. Water Works Assoc., 1960, vol. 52, No. 11, p. 1354—1362.

280. *Wang K. T.* Groundwater development in Taiwan. — UN Publ. Water Res., 1963, No. 24, p. 110—138.

281. *Warren S. C.* Pollution in the Brighton seawater chalk. — In: Groundwater Pollution in Europe Proc. Conf., Reading, 1972. Port Washington, N. Y., 1974, p. 259—262.

282. *Water* movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium/D. B. Smith, P. L. Wearn, H. J. Richards, P. C. Rowe — In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1970, p. 73—86.

283. *Watts J. W.* A method for improving line successive overrelaxation in anisotropic problems. A theoretical analysis. — J. Soc. Petr. Enging, 1973, No. 13, p. 105—118.

284. *White D. E.* Thermal and mineral waters of the United States. Brief review of possible origins. — In: Mineral and thermal waters of the world. B-Oversea countries. Prague, 1969, p. 269—286 (23 Intern. geol. congr., vol. 19).

285. *White D. E.* Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. — In: UN symposium on the development and utilisation of geothermal resources, Pisa, Proc. 1970, vol. 1. p. 58—80. (Geothermics, Spec. iss., 1973).

286. *White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H.* Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, No. 1, 1. 75—97.

287. *Whiting J. M.* Determination of ground water inflow to Prerie Lakes using remote sensing. — In: Symp. Mach. Process. Remote by Sensed Data, Purdue Univ. West Lafayette, Ind., 1975, N. Y., 1975, p. 2B/9—2B/15.

288. *Wilfried J.* Enirichtung zur Bestimmung von Erdstoffen der Wasserführung und Beschaffenheit. Cl. GOIV 9/00, GOIL 13/06, No. 126448, No 186686, 1977.

289. *Williams D. E., Wilder D. G.* Gasoline pollution of a groundwater reservoir — case hystory. — Ground Water, 1971, vol. 9, No. 6, p. 50—54.

290. *Wind R.* The lysimeters in Netherlands. — Proc. and inform. Commit. Hydrol. res. T. N. O., 1958, No. 3, p. 164—228.

291. *Winter T. C.* Numerical simulation of steady state threedimensional groundwater flow near lakes. — Water Resources Res., 1978, vol. 14, No. 2, p. 245—254.

292. *Wood W. W.* Use of laboratory data to predict sulfate sorption during artificial groundwater recharge. — Ground Water, 1978, vol. 16, No. 1, p. 22—31.

293. Христов И. Въпроси на практического приложене на неутронен метод за определяне водния запас в почвате. — Хидротехника и мелиорации, 1978, т. 23, № 8, с. 27—29.

294. *Yavandel I., Witherspoon P. A.* Application of the finite element method to transient flow in porous media. — J. Soc. Petrol. Engrs., 1968. vol. 6, No. 3, p. 241—252.

295. *Yavandel I., Witherspoon P. A.* A method of analysing transient fluid flow in multilayered aquifers. — Water Resources Res., 1969, vol. 5, No. 4, p. 856—869.

296. *Zaporozec A.* Changing patterns of ground water use in the United States. — Ground Water, 1979, No. 2, p. 199—204.

297. *Zotl J. G.* Karsthydrogeologie, Wien, 1974.

298. *Zyka V.* Stopové prvky v rudnich, spodnich povrchovych vodach Kutné Hory a blizkého okoli. — Sbor. geol. ved. Technol. Geochem., 1973, No. 11, p. 122—153.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аналоговое моделирование 231, 251

Водная вытяжка 229

Геотермальные системы 159, 161—164
Геотермометры 171
Гравитационная сегрегация 59—62
Гумусовые кислоты 299—300

Дешифрирование 371—374, 380—381
Дистанционное зондирование 379
Двумерная дисперсия 36
Дренаж закрытый 234, 240, 251
— кротовый 239—240
— комбинированный 234, 239, 251

Загрязнение подземных вод 246—247, 331, 353
— бактериальное 331
— нефтепродуктами 340—343
— пестицидами 334—336
— синтетическими поверхностно-активными веществами (СПАВ) 338—339
Заражение подземных вод 330—331
Захоронение промышленных стоков 207, 208
Зональность подземных вод:
вертикальная 16—18
горизонтальная 23
обратная 21
сложная 21

Искусственное восполнение запасов 188, 194—195, 197—205
Индекс вертикальной зональности 19
Индикационное дешифрирование 371, 375—376
Индикаторы:
активационные 365
биологические 362
колориметрические 358
механические 356
химические 357
Инфильтрационные сооружения 191—193

Кислородный сдвиг 266
Классификация:
геотермальных систем 161
минеральных вод 148
фильтров 382
Космогенные радиоактивные изотопы 253—254

Лизиметры 224—226, 250

Массоперенос 33, 43, 74
Масс-спектрометрия 289, 307
Металлоносные рассолы 10, 15—16
Миграция вещества 33, 50, 63, 73
— тепла 33, 73
Модель:
боксовая 278
поршневая 277
дисперсионная 277
Мониторинг 250

Нейтронный влагомер 227—228

Органическое вещество в водах:
подземных 289, 292, 295
минеральных 314
нефтяных месторождений 291

Параметры адсорбции 57
— фильтров 397
Парогазовые системы 161—163

Радиоактивные изотопы 109, 253—254
Разделение изотопов 255
Регистраторы уровня 121—123
Рифтовые структуры 10

Самописцы 106, 108, 117, 124
Самоочищение подземных вод 346, 354
Солемер 126
Стабильные изотопы 179, 253, 274

Тензиометры 227—228, 250
Теплоперенос 34, 67
Тритиевый пик 281

Уранин 360—362

Фенолы 300—301
Фильтры скважин:
блочные 395
каркасно-проволочные 384—385
из пластмасс 386
с дополнительной водоприемной поверхностью 383, 391
с отклонителем гравия 383, 388
Флюоресцин 358—360

Хроматография:
газовая 295, 303
жидкостная 293, 295, 310

Электроуровнемеры 106, 120—121

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (Н. А. Маринов) 3
Региональная гидрогеология 5
Проблема пресных подземных вод (А. И. Кончакова, Н. А. Маринов) 5
Проблема металлоносных термальных рассолов рифтовых структур (Н. А. Маринов) 10
Проблема зональности химического состава подземных вод (Н. А. Маринов) 16
Гидрогеологическое картирование и районирование (К. А. Чернявская, Н. А. Маринов) 24
Динамика подземных вод 33
Миграция вещества и тепла в подземных водах (А. Е. Орадовская) . . 33
Интрузии морских вод в горизонты пресных подземных вод (В. М. Гольдберг) 74
Применение машинных методов в гидрогеологических расчетах (Н. Н. Лапшин) 88
Режим подземных вод 96
Некоторые особенности и состояние изученности режима подземных вод (В. С. Ковалевский, А. А. Коноплянцев) 98
Приборы, применяемые для наблюдений за режимом подземных вод (Е. Н. Ярцева, В. С. Ковалевский) 120
Прогнозы режима подземных вод (В. С. Ковалевский) 126
Изменения упругого состояния водоносных горизонтов (В. С. Ковалевский) 131
Влияние землетрясений на режим подземных вод (Н. А. Маринов, В. С. Ковалевский) 136
Влияние интенсивной эксплуатации подземных вод на оседание земной поверхности (В. С. Ковалевский, А. А. Коноплянцев) 139
Минеральные и термальные воды (Л. И. Флерова, Н. А. Маринов) . . 145
Искусственное восполнение запасов подземных вод (А. А. Королев) . . 188
Захоронение промышленных стоков в глубокие водоносные горизонты (В. М. Гольдберг, Н. А. Маринов) 207
Мелиоративная гидрогеология (Д. М. Кац, О В. Галактионова, Э. Д. Кац) 218
Гидрогеолого-мелиоративные исследования в связи с орошением и осушением земель 221
Вопросы регулирования режима грунтовых вод на орошаемых землях 231
Регулирование режима грунтовых вод при осушении земель 236
Использование подземных вод для орошения 242
Изотопия подземных вод (В. А. Поляков, В. И. Ферронский) 253
Физико-химические основы разделения изотопов 255
Основные закономерности разделения изотопов водорода и кислорода в природных водах 257
Космогенные радиоактивные изотопы в гидрогеологических исследованиях 276
Органические вещества подземных вод (С. Г. Мельхановицкая, В. М. Швец, В. К. Кирюхин) 289
Распределение природных органических веществ в подземных водах . . 291
Методы изучения органических веществ воды 295
Общие показатели 296
Групповые показатели 299
Методы изучения индивидуального состава органических веществ в водах 303
Шахтная и рудничная гидрогеология (Н. А. Маринов, Л. И. Флерова) 316
Охрана подземных вод (С. Г. Мельхановицкая, В. М. Швец, В. К. Кирюхин, Н. А. Маринов) 330
Применение индикаторов при гидрогеологических исследованиях (Н. Н. Королькова) 355
Использование аэрокосмических снимков для целей гидрогеологии Е. А. Востокова) 370
Фильтры гидрогеологических скважин и их гидравлика (В. С. Алексеев) 382
Список литературы 414
Предметный указатель 427

1 р. 80 к.

3832

НЕДРА