

ОСНОВЫ
ГИДРО-
ГЕОЛОГИИ

ГИДРО-
ГЕОДИНАМИКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А. А. ДЗЮБА, канд. геол.-мин. наук, И. С. ЗЕКЦЕР, д-р геол.-мин. наук,
К. П. КАРАВАНОВ, канд. геол.-мин. наук, И. С. ЛОМОНОСОВ, д-р геол.-
мин. наук, Н. А. МАРИНОВ, д-р геол.-мин. наук, Е. В. ПИННЕКЕР, д-р геол.-
мин. наук (председатель), Б. И. ПИСАРСКИЙ, канд. геол.-мин. наук,
Н. И. ПЛОТНИКОВ, д-р геол.-мин. наук, О. Н. ТОЛСТИХИН, д-р геол.-мин.
наук, С. Л. ШВАРЦЕВ, д-р геол.-мин. наук, П. Ф. ШВЕЦОВ, чл.-кор. АН
СССР, В. М. ШЕСТАКОВ, д-р техн. наук, В. Г. ЯСЬКО, канд. геол.-мин. наук
(ученый секретарь)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

ГИДРО- ГЕОДИНАМИКА

Ответственный редактор
д-р геол-мин. наук И. С. ЗЕКЦЕР

3884



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика/Гавич И. К., Ковалевский В. С., Язвин Л. С. и др. Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются закономерности движения и режимы подземных вод, принципы региональной оценки их ресурсов.

В монографии изложены теоретические основы изучения процессов движения подземных вод в земной коре, законы фильтрации подземных вод в насыщенной и ненасыщенной зонах, принципы типизации и схематизации гидрогеологических условий, гидродинамические основы теорий притока воды к скважинам. Рассмотрены режимобразующие факторы и вопросы формирования, закономерностей и прогноза режима подземных вод. Приведены научно-методические основы количественной оценки их ресурсов и запасов.

Для гидрогеологов, геологов, геохимиков, гидрологов.

А в т о р ы

*И. К. Гавич, И. С. Зекцер, В. С. Ковалевский, Л. С. Язвин,
Е. В. Пиннекер, С. С. Бондаренко, Л. В. Боревский, А. А. Дзюба*

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеодинамика, или, как ее традиционно называют, динамика подземных вод, — отрасль гидрогеологии, исследующая законы движения воды в земной коре. Круг вопросов, которые относятся к гидрогеодинамике, чрезвычайно широк: процессы стационарной и нестационарной фильтрации подземных вод, гидродинамические расчеты водозаборных и дренажных сооружений, принципы схематизации гидрогеологических условий, теория и методы расчетов гидрогеологических параметров, гидродинамические теории миграции подземных вод, режим, баланс и ресурсы подземных вод, принципы моделирования гидрогеологических процессов.

В развитие учения о динамике подземных вод большой вклад внесли отечественные ученые Н. Е. Жуковский, Н. Н. Павловский, Г. Н. Каменский, Н. К. Гирицкий, В. Н. Щелкачев, Н. Н. Биндеман, В. И. Аравин, С. Н. Нумеров, П. Я. Полубаринова-Кочина, М. Е. Альтовский, А. И. Силин-Бекчурин, Ф. М. Бочеввер, Н. Н. Веригин, В. С. Шестаков, В. А. Мироненко, Н. А. Плотников, Н. И. Плотников, А. В. Лебедев и многие другие. Из зарубежных работ следует прежде всего назвать исследования Ж. Буссинеска, Ф. Форхгеймера, Ч. Тейса, Г. Джекоба, М. Маскета, М. Хантуша, Д. Тодда, С. Девиса, Р. де Уиста, Вен Те Чоу и др.

Методы количественных исследований и оценок гидрогеологических процессов получили очень широкое развитие. Различным аспектам гидрогеодинамики посвящена обширная литература. Среди крупных обобщающих работ последних лет отметим монографии В. А. Мироненко и В. М. Шестакова (1974), С. Девиса и Р. де Уиста (1970), Л. Лукнера и В. М. Шестакова (1976), В. М. Шестакова (1979).

В классической гидрогеодинамике, когда говорят о движении воды, имеют в виду главным образом фильтрацию. Другие виды движения, к сожалению, во внимание не принимаются, а геологическая обстановка, в которой находятся подземные воды, считается неизменной. Между тем вода в недрах Земли перемещается по сложным законам, и виды ее движения весьма разнообразны. Большей частью это вовсе не фильтрация. К тому же вода не просто перемещается: она непрерывно взаимодействует с горными породами, переходит из одного фазового состояния в другое, изменяет окружающую среду и т. д.

О необходимости учитывать все виды движения внутриземных вод говорилось нами ранее [Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология, 1970]. Авторами указывалось, что было бы ошибочным за многообразием

видов движения воды не видеть их единства и взаимосвязи, проявляющихся в единой геологической форме движения воды. Последнюю нельзя рассматривать как механическую сумму более простых видов. Она представляет собой особую целостность, являющуюся важнейшей составляющей геологической формы движения материи. Динамика подземных вод всего лишь ее разновидность.

Авторы предлагаемой монографии, конечно, не ставили перед собой непосильную задачу — в одной книге рассмотреть все проблемы гидрогеодинамики, а сосредоточили внимание лишь на трех основных направлениях, по их мнению наиболее важных в научно-методическом и практическом отношении: 1) основах изучения движения подземных вод, 2) современных методах изучения режима и баланса подземных вод и 3) принципах региональной оценки ресурсов подземных вод и закономерностях их формирования и распределения.

Авторы искренне благодарны Л. Л. Шабынину, З. Д. Фаренгольц и Э. А. Рубинчик за работу по подготовке рукописи к печати, а также рецензентам В. М. Гольбергу и Б. И. Писарскому.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

1.1. ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД — ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Динамика подземных вод — отрасль гидрогеологии, в которой изучаются закономерности движения подземных вод в земной коре и разрабатывается математическая теория этого движения с целью количественной оценки условий формирования и управления режимом, балансом, ресурсами и качеством подземных вод, изменяющихся под влиянием естественных и искусственных факторов.

Динамика подземных вод отличается от подземной гидромеханики и подземной гидравлики тем, что в ней математический аппарат служит только средством для исследования физических закономерностей движения, их гидрогеологической интерпретации и решения практических задач гидрогеологии.

На эти особенности динамики подземных вод указывал Г. Н. Каменский, впервые выделивший ее в 1933 г. в специальный раздел гидрогеологии, определивший ее содержание, задачи и методы исследований. Он писал: «... основным принципом при изучении явления движения подземных вод должно быть стремление к наиболее полному отражению в теории конкретных особенностей геологического строения водоносных пластов и режима подземных вод» [Каменский, 1935, с. 6].

Динамика подземных вод по своим задачам, физическим основам, методам получения и интерпретации гидрогеологической информации неразрывно связана с дисциплинами геолого-географического цикла (структурной и динамической геологией, литологией, тектоникой, геохимией, гидрологией, метеорологией, почвоведением, инженерной геологией), которые определяют строение и физические параметры среды, физические и химические свойства подземных вод, условия их питания и расходования, формирование запасов, форму и характер связей подземных вод с наземной гидросферой и атмосферой, характер и интенсивность воздействия на движение подземных вод инженерных сооружений.

Теоретические представления динамики подземных вод опираются, с одной стороны, на геологические закономерности, свойственные водоносным горизонтам и разделяющим их относительно водоупорным толщам, и, с другой — на физико-математические законы и положения общей гидравлики и гидромеханики, устанавливающие общность различных форм движения подземных вод с движением любых жидкостей и газов в разнообразных средах. Связь динамики подземных вод с науками физико-математического цикла (физикой, математикой, гидродинамикой, физико-химической термодинамикой и др.) выражается в широком использовании физических законов, дифференциальных уравнений и вероятностно-статистических представлений при количественном изучении и математическом описании выявленных закономерностей движения подземных вод в горных породах и геологических структурах. Теория подобия и размерностей дает возможность установить математическое сходство между многими различными по своей физической сущности процессами

(фильтрацией, диффузией, распространением тепла в твердых средах, движением электрического тока в проводнике, упругой деформацией горных пород под влиянием изменения давления на их кровлю и др.), что позволяет применять в динамике подземных вод уже имеющиеся в других науках математические решения, обобщать данные опыта или расчета для класса подобных (аналогичных) явлений и процессов.

Движение подземных вод в земной коре целесообразно рассматривать с позиций системного анализа. Основы его изложены применительно к геологии [Берталанфи, 1969; Абрамович и др., 1978] и гидрогеологии [Швецов, Киселев, 1979]. Проанализируем принципы системного анализа применительно к динамике подземных вод. Под системой будем понимать единую совокупность элементов, характеризующихся определенной внутренней структурой и находящихся во взаимодействии между собой и внешней средой. Тогда конкретные формы залегания водоносных горизонтов и виды движения в них подземных вод можно рассматривать как бесчисленное множество гидрогеологических систем, имеющих разный уровень и значимость в зависимости от тех позиций, с которых изучаются формирование запасов, качество подземных вод и закономерности их движения в земной коре.

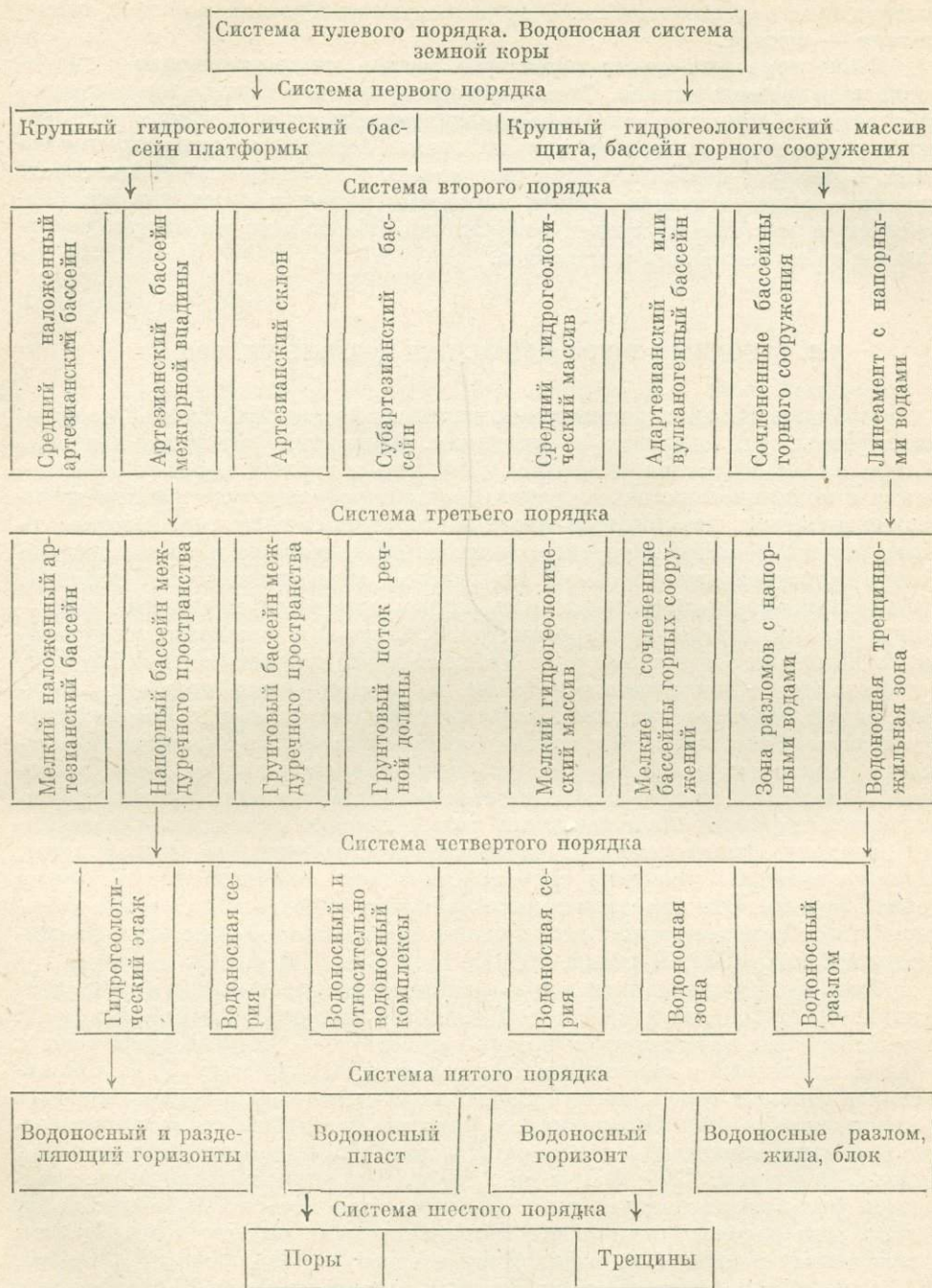
Как гидрогеологические системы разного уровня могут выступать водоносные слои, пласт, горизонт, комплекс и т. д. Водоносный пласт, слой и т. п. — это системы высокого уровня; крупные гидрогеологические бассейны или массивы — системы низкого уровня. В первых основными элементами являются поры и трещины, в последних — водоносные комплексы или гидрогеологические этажи, определенным образом взаимодействующие между собой. Движение в более мелких элементах в этом случае не рассматривается.

Любая система характеризуется: а) структурой, т. е. размером, формой, расположением и соотношением слагающих ее элементов, б) свойствами горных пород и содержащихся в них подземных вод, в) типом внутренних и внешних связей. Эти связи проявляются в виде взаимодействия различных сил, массо- и энергообменов, имеют разную природу и интенсивность. К внешним связям относятся также все виды воздействий инженерной и хозяйственной деятельности человека, затрагивающих подземные воды. Гидрогеологические параметры являются количественными показателями свойств динамических систем. При их математическом описании они играют роль коэффициентов дифференциальных или интегральных уравнений.

Каждая динамическая система характеризуется своими типами массо- и энергообмена, обладает своим набором элементов, определяющих ее структуру, особенности строения, свойства и их количественные показатели, имеет свои виды связей с внешней средой, отличается своим развитием, т. е. изменением во времени. Каждому уровню системы отвечают определенные объем и вид информации, обратные связи и формы их проявления. При таком подходе в задачи исследования динамики подземных вод входят изучение гидрогеологических систем с количественным описанием и прогноз характера их поведения под влиянием естественных и искусственных факторов и оптимальным регулированием этого поведения в нужном направлении.

Эти системы изучаются путем наблюдения в поле и посредством теоретических расчетов или экспериментальных исследований. Для количественного анализа используется метод моделей. Модель — это схематизированное представление исследуемого объекта, позволяющее изучить его свойства, структуру, внутренние и внешние связи и предсказать их изменение под влиянием заданных воздействий. Модель может быть описана словами, представлена системой математических зависимостей в стохастической или детерминированной постановке, построена в графическом или описательном (при применении методов физического и математического моделирования) виде. Геолого-математические модели при теоретических расчетах называют расчетными схемами.

Виды гидрогеодинамических систем земной коры



Принципы выделения динамических систем тесно связаны с принципами гидрогеологической стратификации, регионального гидрогеологического районирования, на что указывал Г. Н. Каменский [1947; Каменский и др., 1935]. Он ввел понятие потока подземных вод, разработал первую классификацию потоков и водовмещающих систем применительно к задачам поисков и разведки подземных вод. Эти представления нашли дальнейшее развитие в работах А. М. Овчинникова (1961), Н. Н. Ходжибаева (1970), В. М. Шестакова (1979), Н. И. Толстихина (1978), Е. В. Пиннекера (1977), а также в книге «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология» (1980). Для развития принципов выделения динамических

систем проведена систематизация изучаемых в гидрогеодинамике подземных водоносных систем. Самые крупные имеют нулевой порядок, самые мелкие — шестой.

Выше приведена схема типов этих систем, их соподчинение и гидрогеологическое содержание. Схема построена так, что каждая нижеследующая система является основным элементом предыдущей. Слева располагаются системы, связанные с различными бассейнами платформенного типа, в которых подземные воды приурочены к пластам осадочных пород, справа — с гидрогеологическими массивами щитов и сочлененными бассейнами и массивами горных сооружений. Некоторые из систем встречаются среди бассейнов и массивов.

1.2. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основные виды движения подземных вод в толщах земной коры — фильтрация, влагоперенос и миграция. Миграция является наиболее общим видом движения и предполагает, что в горных породах одновременно с механическим перемещением воды идут различные физико-химические процессы, изменяющие массу растворенного вещества. Активность этого взаимодействия определяется многими факторами и количественно отображается величиной общей химической активности воды [Огильви, 1974]. Наиболее распространенные случаи миграции подземных вод — конвективный перенос и гидродисперсия. В первом изменении минерализации воды или содержания растворенных в ней химических компонентов осуществляется движущимся потоком, во втором — наряду с этим ведущей силой является градиент концентрации растворенных компонентов с учетом сорбции вещества и других физико-химических процессов. В глубоких горизонтах земной коры движение подземных вод идет под действием обобщенной силы Φ и осложняется воздействием высоких температур и давлений, определенное сочетание которых может приводить к взаимному переходу гравитационной, физической и химически связанной воды, а также вызывать усиление вязкопластических и других течений самой горной породы. Эти процессы только начинают изучаться на уровне количественных характеристик, исследованы простейшие формы этих движений [Смирнов, 1979; Гуревич, 1980].

Фильтрация подземных вод — наиболее распространенный вид движения. Основной движущей силой является гидростатический напор H , а в водоносных горизонтах с напорными водами — упругие силы воды и пласта, связанные с изменением пластового давления воды P . В солоноватых и соленых водах, когда процесс их перемещения в горных породах рассматривается как фильтрация, в качестве движущей силы принимается величина приведенного напора $H_{пр}$ или приведенного давления $P_{пр}$ [Силин-Бекчурин, 1957; Бэр и др., 1971]. С аналогичных позиций трактуется фильтрация неоднородных флюидов, при которой движение воды, нефти, газа рассматривается как самостоятельное, идущее под действием приведенных давлений каждого флюида отдельно ($P_{пр}$ воды, $P_{пр}$ нефти, $P_{пр}$ газа) при соответствующих фазовых проницаемостях $K_{ф}$, плотности ρ и других характеристиках среды [Чарный, 1956, 1963; Крестова, 1961, 1962].

Влагоперенос — массоперенос, идущий в зоне аэрации, при котором наблюдается одновременное перемещение гравитационной, инфильтрующейся, капиллярной, иммобилизованной (защемленной в порах сверхсвязанной воды) и пленочной (рыхлосвязанной) воды. Среда характеризуется неполным насыщением, а движение воды определяется действием многих факторов, комплексно выражающихся величиной капиллярного потенциала ψ . Величина последнего существенно зависит от влажности θ горных пород. Такой же зависимостью от влажности характеризуются и основные гидрофизические параметры среды, в которой идет влагопе-

ренос, что определяет значительную нелинейность процесса и осложняет изучение его количественных закономерностей [Пашковский, 1973; Ситников, 1978].

1.3. ОСНОВЫ ГИДРАВЛИКИ ПОТОКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В условиях фильтрации основной действующей силой являются силы гравитации (тяжести), выраженные гравитационным потенциалом Φ , характеризующим удельную энергию гравитационных сил в единице объема водного потока:

$$\Phi = P + \gamma \cdot z, \quad (1.1)$$

где P — гидростатическое давление. Пренебрегая для зоны активного водообмена изменением объемного веса воды γ в силу его малости, можно перейти к понятию гидростатического напора:

$$H = \frac{\Phi}{\gamma} = \frac{P}{\gamma} + z, \quad (1.2)$$

который имеет размерность длины и характеризует уровень потенциальной энергии в данной точке потока. В соответствии с выражением (1.2) его величина складывается из высоты давления (пьезометрической высоты) $h = \frac{P}{\gamma}$ и ординаты z точки относительно плоскости сравнения, определяющей энергию положения.

Уровень кинетической энергии $E_k = \frac{mV^2}{2}$ потока характеризуется величиной скоростного напора $h_v = \frac{V^2}{2g}$. Таким образом, суммарная энергия водного потока, как впервые было установлено Д. Бернулли, определяется величиной гидродинамического напора:

$$H_\alpha = H + h_v = \frac{P}{\gamma} + z + \frac{V^2}{2g}. \quad (1.3)$$

При изменении объемного веса воды напор становится величиной переменной и может быть представлен, согласно А. И. Силину-Бекчурину (1965), приведенным напором

$$H_0 = \frac{1}{\gamma_0} \left(P + \int_{z_0}^z \gamma dz \right). \quad (1.4)$$

где γ_0 — объемный вес воды на плоскости сравнения z_0 , в качестве γ_0 может быть взят объемный вес пресной воды.

Отметим, что в зависимости от закона изменения $\gamma = f(z)$ принимают разные способы выражения для приведенных напоров или давлений, чем вносят погрешности в расчет исходных величин H_0 .

При анализе физической природы сил сопротивления следует различать два режима течения — ламинарный и турбулентный [Павловский, 1956]. Ламинарный (струйный) режим наблюдается при малых скоростях движения и характеризуется отсутствием гидравлического перемешивания. Турбулентному режиму свойственны беспорядочность движения струй, пульсация, активное гидравлическое перемешивание, что возникает при весьма больших скоростях движения потоков.

Закон Ньютона для касательного (тангенциального) напряжения вязкого трения τ может быть представлен в виде

$$\tau = -\eta \frac{dV}{dn}, \quad (1.5)$$

где η — коэффициент динамической вязкости, n — нормаль к направлению потока.

При движении воды в тонкодисперсной среде возникает, как доказано экспериментально [Бондаренко, 1973; Нерпин, Чудновский, 1967], вязкопластический режим течения, когда внутреннее сопротивление определяется вязким трением и сцеплением отдельных частиц воды. В этом случае справедливо пользоваться законом Бингама — Шведова

$$\begin{aligned} V &= 0 \text{ при } \tau \leq \tau_0, \\ \tau &= \tau_0 - \eta \frac{dV}{dn} \text{ при } \tau > \tau_0. \end{aligned} \quad (1.6)$$

согласно которому движение воды начинается, когда сдвиговое напряжение τ оказывается больше начального напряжения сдвига τ_0 . Вязкое течение в трубках радиусом r_T характеризуется величиной начального градиента

$$I_0 = \frac{2\tau_0}{r_T}. \quad (1.7)$$

Касательные напряжения в турбулентном потоке по Л. Прандтлю определяются зависимостью (Шестаков, 1979)

$$\tau_T = -\eta \frac{dV}{dn}; \quad \eta_T = \rho l^2 \left| \frac{dV}{dn} \right|, \quad (1.8)$$

где η_T — динамический коэффициент турбулентной вязкости, l — длина пути смещения, пропорциональная расстоянию от данной точки до стенки потока. В соответствии с (1.8) в турбулентном потоке зависимость сил сопротивления и потерь напора (энергии) от скорости течения имеет квадратичный характер. При медленном движении воды в пористой среде можно пренебречь действием сил инерции, что существенно упрощает исследование фильтрации.

1.4. ОСНОВНОЙ ЗАКОН ФИЛЬТРАЦИИ И ПРЕДЕЛЫ ЕГО ПРИМЕНИМОСТИ

Основной закон фильтрации связывает расход фильтрационного потока с потерями напора, определяющими затраты энергии потока на преодоление вязких сопротивлений. Используют представление из механики сплошных сред, позволяющее в силу малости размеров пор и трещин по сравнению с размером исследуемого пласта и статистически упорядоченного потока в такой среде перейти к осредненному рассмотрению потока в непрерывном пространстве, обладающем некоторыми обобщенными характеристиками. В качестве кинематической характеристики такого потока используют понятие скорости фильтрации

$$V = \frac{Q}{\omega}. \quad (1.9)$$

Величина V не соответствует действительной скорости фильтрации U , поскольку при ее определении не учитывается площадь порового пространства, через которую фактически движется вода. Их возможно связать одной зависимостью, если ввести осредненный показатель n_a , характеризующий в сумме площадь сечения всех открытых пор или трещин, через которые движется исследуемый поток:

$$U = \frac{V}{n_a}. \quad (1.10)$$

Незначительность скорости фильтрации позволяет пренебречь величиной скоростного напора $h_V = \frac{V^2}{2g}$, и тогда гидродинамический напор оказывается эквивалентным гидростатическому напору H по (1.2). Это допуще-

ние исключает из рассмотрения действие сил инерции; основным считается ламинарный режим течения, в котором существует линейная связь между скоростью фильтрации и напорным градиентом потока. Это впервые обнаружил А. Дарси [Darcy, 1856] и выразил законом, который носит его имя:

$$Q = k\omega I, \quad I = \frac{\Delta H}{l}, \quad (1.11)$$

где Q — расход потока через сечение ω ; I — градиент напора (отношение потери напора ΔH к длине пути фильтрации l); k — коэффициент фильтрации, зависящий от структуры порового или трещинного пространства и свойств воды, двигающейся в этом пространстве.

Позднее были попытки получить закон Дарси из теоретических предположений [Шейдеггер, 1960; Каменский, 1933; Шестаков, 1979].

Используя скорости фильтрации по (1.9), закон Дарси можно представить

$$V = kI. \quad (1.12)$$

Из (1.12) следует, что коэффициент фильтрации имеет размерность скорости фильтрации (обычно м/сут) и может определяться как скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице.

В дифференциальной форме закон Дарси по направлению декартовых осей координат определится выражениями

$$V_x = -k_x \frac{\partial H}{\partial x}, \quad V_y = -k_y \frac{\partial H}{\partial y}; \quad V_z = -k_z \frac{\partial H}{\partial z}, \quad (1.13)$$

где k_x , k_y , k_z — коэффициенты фильтрации, характеризующие водопроницаемость анизотропной горной породы и имеющие разную величину по осям координат, совпадающим с главными осями проницаемости. Знак минус в выражении (1.13) показывает, что при совпадении направлений скорости движения и осей координат скорость фильтрации и напорный градиент всегда имеют различные знаки.

Закон Дарси имеет широкую область применения, но существуют условия, при которых он может нарушаться. Верхняя граница его применимости отмечается в породах высокой проницаемости при больших скоростях фильтрации. Нарушение связано с существенным проявлением сил инерции. В обобщенной форме основной закон фильтрации можно выразить двучленной зависимостью вида

$$I = aV + bV^2 = \frac{V}{k} (1 + \alpha V), \quad (1.14)$$

впервые предложенной Д. Дарси и Ф. Форхгеймером и обоснованной рядом теоретических и экспериментальных исследований [Шестаков, 1973, 1979].

В зависимости (1.14) $a = \frac{1}{k}$ и $b = \frac{\alpha}{k}$ — фильтрационные параметры, причем k — коэффициент фильтрации при ламинарном режиме, α — коэффициент нелинейности фильтрации. Формула (1.14) охватывает предельные условия: наступление линейной фильтрации при малых скоростях, когда член bV^2 становится пренебрежимо малым по сравнению с $a \cdot V$, и область нарушения, когда скорости значительны и член $a \cdot V$ становится весьма малым по сравнению со вторым. Учет нелинейности движения необходим, если величина αV соизмерима с единицей. В работе В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1978) указываются способы определения параметра нелинейности α и критической скорости V_T .

Экспериментальные исследования показывают, что в естественных условиях при высоких коэффициентах фильтрации потери напора измеряются десятитысячными и менее уклонами потока и, следовательно, нарушения закона Дарси маловероятны [Шестаков, 1979; Каменский, 1943]. Они могут иметь место лишь при резкой интенсификации фильтрационного потока в локальных зонах вблизи, например, водопонизительных скважин и т. п.

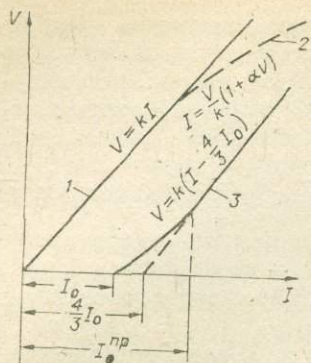


Рис. 1.1. Графики основного закона фильтрации. 1 — линейный закон фильтрации Дарси; 2 — двучленный закон с учетом нелинейности потока по верхнему пределу; 3 — закон с учетом вязкопластического течения по нижнему пределу.

При малых скоростях фильтрации нарушения закона Дарси связывают с проявлением сил молекулярного взаимодействия частиц воды и породы при вязкопластическом характере течения воды в ультратонких поровых каналах [Амаглобели, 1969; Бондаренко, 1973; Нерпин, Чудновский, 1967]. Приняв модель пористой среды в виде системы одинаковых капиллярных трубочек радиусом r_T , основной закон фильтрации при $I \gg I_0$ можно записать как

$$V = k \left[I - \frac{4}{3} I_0 \right]. \quad (1.15)$$

На рис. 1.1. приведены графики основного закона фильтрации с учетом пределов его применимости. При условии $I < I_0$ вязкое течение отсутствует, при $I > I_0$ возникает сложное движение, при котором, как отмечал В. А. Приклонский, коэффициент фильтрации может быть величиной переменной, зависящей от градиента. Это связано с воздействием градиента на внешние слои физически связанной воды, с вовлечением ее в процессе фильтрации и увеличением тем самым размеров пор и, следовательно, проницаемости породы. При значениях $I \geq I_{пр}$, когда все возможное количество связанной воды перешло в гравитационное, коэффициент фильтрации становится постоянной величиной, а фильтрация отвечает закону Дарси. Природа фильтрационных аномалий при малых скоростях движения еще встречает различные толкования [Бондаренко, 1973].

Таким образом, области нарушения закона Дарси имеют относительно локальный характер по сравнению с областью его применимости.

1.5. ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЛЬТРАЦИОННОЙ СРЕДЫ И ЕЕ ОСНОВНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Фильтрационная среда включает горную породу и фильтрующуюся в ней жидкость вместе с растворенным в ней газом. Такую среду характеризуют ее коллекторские свойства, т. е. проницаемость и емкость горных пород, а также физические свойства подземных вод — плотность, вязкость, газонасыщенность.

1.5.1. Проницаемость горных пород

Связь проницаемости с геометрией пористой и трещиноватой среды и свойствами жидкости рассматривается на примере различных моделей [Аверьянов, 1949; Шейдеггер, 1960; Каменский, 1933]. Простейшей является модель пучка капиллярных трубок, в которой [Мироненко, Шестаков, 1978] зависимость для коэффициента фильтрации можно представить как

$$k = \frac{\chi n \cdot r_T^2 g}{8\nu}, \quad (1.16)$$

или, используя связь коэффициентов фильтрации и проницаемости, получим

$$k = \frac{g}{\nu} \bar{k}, \quad \bar{k} = \frac{\chi n \cdot r_T^2}{8}. \quad (1.17)$$

Здесь \bar{k} — коэффициент проницаемости, зависящий по (1.17) только от структуры порового пространства и не связанный со свойствами фильтрующейся жидкости (если исключить из рассмотрения физико-химические взаимодействия жидкости с горной породой, которые могут влиять на переформирование порового пространства); κ — коэффициент извилистости, учитывает сложный геометрический характер пористой среды; n — пористость; ν — коэффициент динамической вязкости.

Переходя от радиуса капилляра к удельной поверхности скелета породы (для единичного объема), вместо формулы (1.16) имеем зависимость

$$k = \frac{g\chi \cdot n^3}{2\nu S^2}, \quad (1.18)$$

впервые предложенную И. Козени [Шейдеггер, 1960]. Поправку на извилистость ввел П. Карман [Мироненко, Шестаков, 1978]; предлагается принимать ее для песков равной $\chi \cong 0,5$. Размерность \bar{k} в физической системе единиц — см^2 , но более распространенной является единица Дарси (D), которая может быть определена как проницаемость такой среды, в которой при перепаде гравитационного потенциала 0,1 мПа/см и коэффициенте вязкости 1 сП скорость фильтрации равна 1 см/с. Можно показать, что $1D \cong 10^{-8} \text{ см}^2 = 0,9 \text{ м/сут}$ для пресной воды с температурой около 20°C.

Для определения коэффициента фильтрации песков (по их гранулометрическому составу) принимают в (1.18) эффективный диаметр зерен песка d_e и получают известную формулу

$$k = N \cdot d_e^2, \quad (1.19)$$

где N — фактор пористости, определяемый различными зависимостями. Впервые такую формулу предложил А. Хазен [Каменский, 1935], рекомендовавший принимать $d_e = d_{10}$. Имеется ряд зависимостей, в которых предлагаются иные значения d_e [Мироненко, Шестаков, 1978; Полубаринова-Кочина, 1977]. Для повышения надежности расчетов по эмпирическим зависимостям разрабатываются различные приемы [Милихикер, 1969]. Для оценки влияния сжимаемости пород на их проницаемость принимается экспоненциальная зависимость [Мироненко, Шестаков, 1974; Добрынин, 1970]

$$k = k^0 \cdot e^{-\alpha_k P}, \quad \alpha_k = \xi \cdot \alpha_V, \quad (1.20)$$

где P — давление в породе, α_V — коэффициент сжимаемости (компресси), ξ — эмпирический коэффициент, зависящий от строения породы; для несцементированных песков $\xi = 4$, для песчаников $\xi = 4 \div 24$ (большие значения соответствуют более плотным породам).

Породы, содержащие глинистые минералы, в результате физико-химического взаимодействия их с водой изменяют свою проницаемость, особенно в интервале температур 60—80° [Гольдберг, Баскаков и др., 1977; Водоватова, 1975]. При этом проницаемость песчаников для пресной воды оказывается ниже, чем для соленой, разница невелика для чистых песчаников и достигает двух порядков в глинистых песчаниках. Наибольший эффект наблюдается для песков с монтмориллонитовыми глинами. Проницаемость для кислых растворов больше, чем для основных [Кульчицкий, Гольдберг, 1969].

Проницаемость пород изменяется в широких пределах. Имеющиеся данные по фильтрационным свойствам горных пород обобщены в табл. 1.1, где нами отдельно рассмотрена градация водопроницаемости пород при латеральной (горизонтальной) и вертикальной фильтрации в них воды.

При пластовом давлении ниже давления насыщения жидкость является неоднородной, газированной, и в пористой среде фильтруются одновременно жидкость и газ. Проницаемость такой среды характери-

Классификация пород по проницаемости

Наименование групп	Величина K_{cp} (м/сут) при $\rho=1,0$ г/см ³ , $\gamma=1$ г/см ³ ; $t \approx 20^\circ$	Примеры
<i>Латеральное движение</i>		
1. Весьма проницаемые	>100	Крупный гравий, закарстованные сильно трещиноватые известняки, галечник с песчаным заполнителем
2. Хорошо проницаемые	100—10	Гравийно-галечниковые отложения, крупно- и разнородные пески, сильнотрещиноватые породы, закарстованные известняки
3. Проницаемые	10—1	Пески разной зернистости, трещиноватые породы
4. Слабопроницаемые	1—10 ⁻¹	Мелко- и тонкозернистые пылеватые пески, супеси, слаботрещиноватые породы
5. Весьма слабопроницаемые	10 ⁻¹ —10 ⁻³	Мелкие и средние суглинки, песчаные глины
6. Относительно водонепроницаемые	<10 ⁻³	Средние глины, плотные суглинки
<i>Вертикальное движение</i>		
1. Весьма проницаемые	>10 ⁻¹	Мелко- и тонкозернистые пылеватые пески, супеси, слаботрещиноватые породы
2. Хорошо проницаемые	10 ⁻¹ —10 ⁻³	Средние суглинки, глины с прослойками песков, слаботрещиноватые породы
3. Проницаемые	10 ⁻³ —10 ⁻⁵	Тяжелые суглинки, глины, местами песчаные
4. Слабопроницаемые	10 ⁻⁵ —10 ⁻⁶	Глины слабопесчаные
5. Весьма слабопроницаемые	10 ⁻⁶ —10 ⁻⁷	Глины пластичные
6. Относительно водонепроницаемые	<10 ⁻⁷	Глины плотные, пластичные

зуются относительными фазовыми проницаемостями $k_{ж}$ — для жидкости и $k_{г}$ — для газа [Чарный, 1956]:

$$k_{ж}^* = \frac{k_{ж}}{k}, \quad k_{г}^* = \frac{k_{г}}{k}, \quad (1.21)$$

где k — проницаемость пористой среды для однородной жидкости. Из рис. 1.2 видно, что наличие малых количеств свободного газа резко уменьшает проницаемость породы по жидкости.

В зоне аэрации процесс фильтрации (вагоперенос) осуществляется в ненасыщенной среде и существенно зависит от коэффициента вагопереноса k_w , или, как его называют, коэффициента фильтрации при неполном насыщении пород водой [Аверьянов, 1949]:

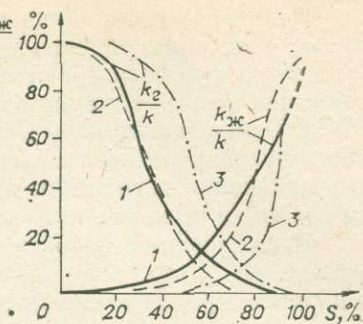
$$k_w = k \cdot \bar{\omega}^n, \quad (1.22)$$

где k — коэффициент фильтрации при полном насыщении (когда $\bar{\omega} = 1$); $\bar{\omega}$ — относительная влажность, $\bar{\omega} = \omega/\omega_H$ (ω , ω_H — текущее и предельное влагосодержание свободной, несвязанной воды в порах породы); n — показатель степени, который, по С. Ф. Аверьянову, равен 3,5, а, по Н. Н. Биндеману, $n = 3$; для неоднородных пород этот показатель изменяется в более широких пределах [Мироненко, Шестаков, 1974].

Обобщенной характеристикой водопроницаемости или проницаемости пласта в целом является величина водопроводимости T , м²/сут, представляющая собой произведение коэффициента фильтрации k или проницаемости \bar{k} на мощность водоносных пород. Для напорных вод это величина постоянная во времени и равная $T = kt$, для грунтовых вод она

Рис. 1.2. Зависимость относительной фазовой проницаемости от насыщенности S (по Г. Б. Пыхачеву).

1 — несцементированные пески; 2 — известняки; 3 — песчаники.



изменяется во времени в соответствии с изменением мощности h водоносных пород, т. е. $T = kh$. Размерность водопроницаемости позволяет трактовать ее как единичный расход, идущий в потоке шириной в плане 1 м при единичном напорном градиенте. В связи с этим величина водопроницаемости достаточно представительного оценивает фильтрационные свойства водоносных горизонтов и их возможную водообильность.

1.5.2. Емкостные свойства горных пород

Емкостные свойства горных пород проявляются в условиях нестационарной фильтрации и характеризуют способность пород к водонасыщению или водоотдаче путем изменения степени заполнения пор и трещин водой (гравитационная емкость) или изменения объема воды в водонасыщенных породах при изменении их порового объема или плотности воды в результате упругого сжатия или растяжения (упругая емкость). В грунтовых водах емкость имеет в основном гравитационный характер, в напорных — упругий.

Гравитационная емкость горных пород. При колебаниях уровня грунтовых вод наблюдаются процессы насыщения или осушения горных пород, и для оценки изменяющихся при этом объемов воды используется коэффициент гравитационной емкости μ , определяемый формулой:

$$\mu = \frac{\Delta V_0}{\Delta H}, \quad (1.23)$$

где ΔV_0 — объем воды в единичном элементе безнапорного пласта (т. е. в элементе с единичной площадью горизонтального сечения), ΔH — изменение уровня воды в этом элементе. При опускании уровня грунтовых вод μ_v — коэффициент гравитационной водоотдачи, при повышении μ_n — коэффициент недостатка насыщения.

Величина μ может быть определена формулами

$$\mu_v = n_W - \omega_n, \quad \mu_n = n_W - \omega_e, \quad (1.24)$$

где n_W — полная влагоемкость (эквивалентна активной пористости), ω_n — относительное объемное суммарное содержание связанной воды (независимо от механизма ее удержания в породе), стыковой (в углах пор) и заземленного воздуха, ω_e — средняя естественная объемная влажность пород непосредственно над свободной поверхностью в зоне колебаний. Для песков количество связанной воды практически отвечает максимальной молекулярной влагоемкости, для суглинков — полевой или наименьшей влагоемкости. Величина μ зависит от физико-механического состава пород, их литологического строения, структуры порового и трещинного пространства, размеров, формы пор и трещин. Для песчаных пород (при $\mu_e > 0,15$) П. А. Бедный (1960) предлагает эмпирическую формулу

$$\mu_v = 0,117 \sqrt{k}, \text{ м/сут.} \quad (1.25)$$

Однако такая зависимость от k не всегда проявляется четко.

Ориентировочно можно считать для песков $\mu = 0,1-0,25$, для пылеватых и глинистых песков $0,05-0,1$, для супесчано-суглинистых отложений $0,01-0,1$, для суглинков $\mu = 0,01-0,001$.



Количественные закономерности динамики водоотдачи изучены пока слабо, и главным образом для песков [Носова, 1962]. На длительность и сложность процесса гравитационного стекания и насыщения обращалось внимание во многих работах [Аверьянов, 1956; Boulton, 1963; Шестаков, 1973]. Экспериментально показана [Мироненко, Шестаков, 1974] зависимость предельной величины μ от скорости опускания уровня воды. В песках изменение водоотдачи происходит вначале быстро (первые часы, сутки), а затем стекание продолжается очень длительное время.

Формирование гравитационной емкости связано с изменением капиллярной зоны в процессе развития нестационарного подъема или снижения уровня и передачей воды из верхней части зоны на свободную поверхность при опускании ее или, наоборот, из водоносного пласта в капиллярную зону при подъеме уровня воды. Математическое описание динамики водоотдачи предложил Боултон [Boulton, 1963], который расход, поступающий в единичный элемент потока за счет водоотдачи, определил выражением

$$V_{\mu} = \alpha \mu \int_0^t \frac{\partial S}{\partial \tau} e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau, \quad (1.26)$$

где μ — предельное значение водоотдачи, α — коэффициент запаздывания с размерностью, обратной времени, $\frac{\partial S}{\partial \tau}$ — интенсивность снижения свободной поверхности.

При постоянной скорости снижения уровня ($V_{\text{сп}} = \text{const}$, $S_0 = V_{\text{сп}} \cdot t$) он предложил определять «текущее» значение величины водоотдачи μ_t как

$$\bar{\mu} = \frac{\mu_t}{\mu} = \frac{V_h}{V_{\text{сп}}} = 1 - \exp\left(-\frac{k_k t}{h_k \mu}\right). \quad (1.27)$$

Здесь h_k — эффективная высота капиллярной зоны, имеющей полное водонасыщение с проницаемостью k_k . Он показал также, что учет динамики водоотдачи имеет практическую значимость. Водоотдача может быть оценена с погрешностью 20% к предельному ее значению для песков примерно через одни сутки, в супеях при $k = 1$ м/сут это время составит около 1000 сут. В работе В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1978) приведены другие модели для описания динамики водоотдачи в капиллярной зоне.

В гетерогенных породах, характеризующихся двойной пористостью или трещиноватостью, процесс осушения развивается сложно. Такие породы имеют крупные трещины, макропоры, которые являются основными путями фильтрации. Объемное содержание их в породе незначительно, и поэтому они не определяют емкостные свойства гетерогенной среды. В то же время, обладая невысокой проницаемостью, слабопроницаемые блоки или агрегаты породы формируют основные емкостные свойства этой гетерогенной среды. Осушение такой среды идет в два этапа. На первом достаточно быстро осушаются крупные трещины и макропоры, обуславливая низкие значения μ , затем осушаются блоки и агрегаты, формируя основную ее величину.

Таким образом, процесс формирования гравитационной емкости сложный и требует дальнейшего изучения. В гидрогеологических расчетах в настоящее время принимают величину μ постоянной, определяя её лабораторными и полевыми методами. Имеются попытки использовать для μ при решении дифференциальных уравнений экспоненциальную зависимость типа (1.26).

Упругая емкость горных пород. Горная порода в пласте находится в условиях напряженного состояния. При этом вертикальные и горизонтальные напряжения не равны между собой. Если размеры пласта в плане превышают мощность перекрывающих пласт пород, то можно считать действие нагрузки в основном вертикальным. При этом породы кровли можно уподобить гибкой плите, которая не оказывает сопротивления де-

формациям, развивающимся в пласте под влиянием приложенной нагрузки, и эти деформации протекают одновременно с изменениями пластового давления. В таких условиях полное давление на кровлю P_k уравнивается суммой гидростатического давления P (нейтрального), под которым находится внутриворовая вода, и давлением на скелет породы P_c (эффективного), т. е.

$$P_k = P + P_c. \quad (1.28)$$

При извлечении воды пластовое давление падает и давление на скелет породы увеличивается. Уменьшение пластового давления приводит к упругому расширению зерен породы и уменьшению порового пространства. При этом скелет породы испытывает от веса вышележащих пород дополнительную деформацию, которая может быть обратимой и необратимой. В результате обратимой происходит упругое расширение цементирующего вещества, деформация зерен в сторону пустот и уменьшение объема пор. В результате необратимой наблюдается разрушение, дробление зерен и их перегруппировка. Эти деформации изучены еще недостаточно. Известно, что многократные нагрузка и разгрузка уменьшают долю пластических деформаций, но кривые деформации сохраняют петли гистерезиса [Гиматудинов, 1971]. Для глинистых пород всегда можно выделить такие диапазоны изменения нагрузок, в пределах которых деформации будут приближенно пропорциональны нагрузкам. Все это дает право, принимая полное давление постоянным, считать согласно (1.28), что изменение пластового давления вызывает пропорциональное изменение давления на скелет породы:

$$dP = -dP_c, \quad (1.29)$$

а применительно к напряжениям имеем

$$\Delta\sigma_n = \gamma \cdot \Delta H = -\Delta\sigma_p, \quad (1.30)$$

где $\Delta\sigma_p$ — приращение эффективных напряжений при изменении напора на величину ΔH .

Таким образом, снижение напора в пласте вызывает увеличение давления на скелет породы, уменьшение порового пространства и отток воды из пор. Кроме того, снижение пластового давления приводит к упругому расширению самой воды и ее оттоку из пор пласта. Освобождающееся при этом суммарное количество воды представляет так называемые упругие запасы, а соответствующий этому режим фильтрации носит название упругого. Упругие свойства количественно оцениваются коэффициентами сжимаемости (расширения), характеризующими упругое сжатие скелета породы, уменьшение объема пор β_c и упругое расширение воды β_w . Эти коэффициенты обратно пропорциональны модулям упругости E . Для воды в среднем $E_w = 2,2 \cdot 10^9$ Па, что соответствует коэффициенту сжимаемости $\beta_w = 0,45 \cdot 10^{-9}$ м²/Н (1 кг/см² = 10⁵ Н/м² = 10⁵ Па), и увеличивается при наличии газа. Для пород коэффициенты сжимаемости имеют порядок от 10⁻⁹ до $n \cdot 10^{-10}$ м²/Н.

Помимо минерального состава на изменение упругих свойств оказывает влияние повышение температуры. Повышение давления ведет к резкому возрастанию модулей Юнга у большинства горных пород. Слоистые метаморфические и осадочные породы характеризуются анизотропией упругих свойств. Отношение $\frac{E_{\parallel}}{E_{\perp}}$ может достигать 2 [Ржевский, Новик, 1967].

Из балансового расчета аналогично гравитационной емкости можно записать соотношение

$$\mu^* = \frac{\Delta V_y}{\Delta H}, \quad (1.31)$$

где ΔV_y — изменение упругого объема воды в единичном элементе при изменении напора в нем на ΔH .

Коэффициент μ^* по аналогии с гравитационной водоотдачей называют коэффициентом упругой водоотдачи или емкости. Он характеризует упругие свойства пласта в целом и может быть записан, по Ф. М. Бочевру (1968),

$$\mu^* = m\beta^*\gamma, \quad (1.32)$$

где β^* — коэффициент упругоэластичности пласта, равный, по В. Н. Щелкачеву (1959),

$$\beta^* = n\beta_v + \beta_c. \quad (1.33)$$

В. А. Мироненко и В. М. Шестаков (1974) дают для коэффициента упругоэластичности пласта несколько иное выражение:

$$\eta^* = \frac{\gamma}{1 + \varepsilon} \left(\frac{\varepsilon}{E_v} + a_c \right). \quad (1.34)$$

Первое слагаемое отражает роль упругого расширения воды при коэффициенте пористости ε , второе — роль сжимаемости пор горной породы в формировании упругих запасов воды в пласте, a_c — коэффициент сжимаемости породы.

По литературным данным [Гиматудинов, 1971; Мироненко, Шестаков, 1978], на глубинах до нескольких сот метров определяющим фактором в величине коэффициента упругоэластичности пласта является сжимаемость пор горной породы, которая на порядок и более ($\beta_n = (1-3) \cdot 10^{-10}$ м²/Н) превышает сжимаемость воды ($\beta_v = 5 \cdot 10^{-11}$ м²/Н), на глубинах более 500—1000 м действие факторов соизмеримо. Сжимаемость глин на небольших глубинах близка к сжимаемости водоносных пород, поэтому относительно водоупорные слои могут содержать и отдавать при изменении напоров значительные количества упругих запасов воды.

Необходимо отметить, что коэффициент упругоэластичности пласта μ^* на два, а то и три порядка меньше коэффициента гравитационной емкости μ , что позволяет в безнапорных потоках пренебрегать упругой емкостью в сравнении с гравитационной. Исключение составляют суглинистые пласты верхних частей геологического разреза, для которых упругая и гравитационная емкости могут быть соизмеримы.

В гетерогенных тонкослоистых средах уплотнение глинистых прослоев идет медленнее, чем в песчаных, и суммарная упругая водоотдача формируется в течение некоторого времени, а характер ее изменения близок к зависимости Боултона для гравитационной емкости. На величину упругой водоотдачи оказывает влияние наличие двойной пористости (трещиноватости), приводящей к тому, что при изменении пластового давления пористые блоки V_P сжимаются медленнее, чем уплотняется само трещинное пространство V_T , и так как $V_P \gg V_T$, то начальное и конечное значения упругой водоотдачи могут различаться на один-два порядка. Влияют на формирование упругой водоотдачи и геологические свойства горных пород, проявление которых наблюдается на значительных глубинах и выражается в том, что песчаные породы сжимаются лишь на 60—80% от конечной величины коэффициента сжимаемости, а глинистые на 40—50%, что приводит к некоторому занижению коэффициента β . Коэффициенты сжимаемости пород зависят от знака изменения напора, при уплотнении (откачке) они больше, чем при разуплотнении (восстановление уровня). В связи с этим целесообразно определять коэффициенты сжимаемости пород лабораторными испытаниями [Мироненко, Шестаков, 1978].

1.5.3. Пространственная изменчивость фильтрационных свойств объекта и принципы ее оценки

Для характеристики внутреннего строения гидрогеологического объекта используем такие представления, как неоднородность и изменчивость. Будем считать, что неоднородность математически проявляется в

некотором разбросе числовых значений исследуемого показателя какого-либо свойства гидрогеологического объекта. Если разброс числовых значений показателя случаен и меньше установленного предела, то по данному свойству объект принимается однородным. Таким образом, понятие неоднородность является относительным.

Изменчивостью или пространственной неоднородностью будем называть закономерное изменение в пространстве любого показателя или показателей свойств гидрогеологического объекта. Она присуща в той или иной степени всем объектам. Причины ее возникновения и форма проявления весьма различны, но всегда имеют геолого-генетическую природу [Бондарик, 1971; Мироненко, Шестаков, 1978; Рац, 1973; Гавич, Ленченко, 1977].

Фильтрационная неоднородность — это пространственное изменение параметров проницаемости и емкости. Однако изменчивость емкостных свойств в целом существенно меньше, чем фильтрационных. Поэтому в дальнейшем под фильтрационной неоднородностью будем подразумевать изменение водопроницаемости или коэффициента фильтрации. Эти параметры изменяются в очень широких пределах. В работах Л. С. Язвина (1972), М. В. Раца (1973) отмечается, что наиболее однородны в фильтрационном отношении пески, а наиболее неоднородны трещинно-карстовые карбонатные породы и трещинные некарбонатные коллекторы, что подтверждается данными табл. 1.2. Здесь в качестве классификационного показателя фильтрационной неоднородности принята величина среднеквадратического отклонения логарифма водопроницаемости (σ_{lgT}) при условии, что распределение величины водопроницаемости отвечает логнормальному закону.

В качестве элементов, формирующих пространственную фильтрационную неоднородность, могут выступать трещиноватость, слоистость, карст, зоны тектонических нарушений, древние долины и т. п.

Размеры элементов неоднородности связаны с понятием уровня или порядка неоднородности, низший порядок имеет самая крупная неоднородность, высокий — самая мелкая [Рац, 1973]. Рассмотрим условия их проявления.

Если факторы, порождающие пространственную неоднородность, действуют долгое геологическое время, характеризуются направленностью действия, охватывают значительные по размерам площади, т. е. являются региональными, то в результате формируется пространственная неоднородность низшего порядка. Элементы ее имеют четко выраженную генетическую природу, обладают весьма значительными размерами в плане или разрезе. Связана такая неоднородность с геолого-структурными особенностями бассейна подземных вод, наличием крупных тектонических элементов, литолого-фациальных зон и т. п.

Если влияние факторов охватывает меньшие по размерам площади, направленность действия их более разнообразна, но действие это отличается региональной выдержанностью, то формируется эффективная неоднородность. Элементы ее имеют меньшие размеры и связаны со слоистостью пород, наличием гидрогеологических «окон» и т. п.

В том случае, когда факторы охватывают небольшие участки, характеризуются непродолжительностью и разнородностью и число их значительно, формируется неоднородность высшего порядка.

Таблица 1.2

Характеристика фильтрационной неоднородности пород

Литологический состав	Преобладающее значение σ_{lgT}
Песок	0,05—0,20
Мергельно-меловые отложения	0,20—0,40
Трещинные и трещинно-карстовые известняки	0,20—0,80
Гравийно-галечниковые отложения	0,20—0,40
Трещинные некарбонатные коллекторы	0,40—1,30

Гидрогеологические объекты могут изучаться на уровне гидрогеологических бассейнов, месторождений подземных вод, водоносных комплексов, водоносных горизонтов и частей водоносного горизонта. Как геологические объекты они могут изучаться на уровне выделения формаций, геолого-генетических комплексов и отдельных горных пород. В зависимости от принятого уровня изучения элементы неоднородности могут переходить из одного порядка в другой.

Из сказанного следует, что пространственная фильтрационная неоднородность исследуется и в дальнейшем схематизируется с учетом геолого-генетических условий ее формирования и решения инженерной задачи, что определяет масштаб ее рассмотрения. Имея в виду, что гидрогеологические расчеты выполняются на различных масштабах от 1 : 500 до 1 : 200 000 и мельче, можно принять ориентировочно такие градации для оценки области влияния инженерного сооружения на фильтрационный поток: крупные инженерные сооружения (водозаборы, дренажи, массивы орошения и т. п. или взаимодействующие их системы) — $R_a > n \cdot 10^4$ м; средние сооружения (водозаборы из нескольких скважин, кустовые или групповые откачки, участки канала и т. п.) — $10^2 \leq R_a \leq 10^4$ м; мелкие сооружения (одиночные водозаборы, одиночные откачки и т. п.) — $1 \leq R_a \leq 10^2$ м; лабораторные определения параметров на образцах $R_a \leq 1$ м.

Рассмотрев строение водоносных горизонтов или комплексов, выделили такие элементы неоднородности:

Неоднородность	Порядок	R_n м
Мега	I	$> 10^2 \div n \cdot 10^3$
Макро	II	$10 \div 10^2$
Мезо	III	$10^{-1} \div 10$
Микро	IV	$\leq 10^{-1}$

Меганеоднородность — очень крупные элементы или зоны неоднородности, обычно проявляются в плане, являются выражением пространственной неоднородности низшего порядка. Размеры элементов этой неоднородности (R_n) соизмеримы с размерами самой исследуемой области или зоной воздействия крупного инженерного сооружения (R_a).

Макронеоднородность — это достаточно крупные элементы или зоны неоднородности, геологически тоже связаны с действием региональных факторов, но область их проявления более локальна, чем первых, выделяются в плане и разрезе. Могут выступать как неоднородность низшего порядка или эффективная. Размеры элементов соизмеримы с областью исследования и зоной воздействия инженерного сооружения.

Мезонеоднородность — средние и мелкие по величине элементы неоднородности, часто значительно меньше исследуемой области и зоны влияния сооружения, их существование нередко обусловлено действием случайных факторов. В этом случае их распределение по территории исследуемого объекта закономерно, и направленного действия на процесс плановой фильтрации они не оказывают. Однако детальное исследование фильтрации в разрезе показало, что они могут выступать как эффективная неоднородность.

Микронеоднородность рассматривается на уровне очень мелких включений, трещин и т. п., которые при фильтрационных расчетах часто как самостоятельные элементы не рассматриваются, так как действие их всегда осреднено при определении значений исходных параметров.

Анализ пространственной изменчивости фильтрационных свойств $U(x, y)$ показывает, что ее можно представить состоящей из закономерной $\varphi(x, y)$, называемой трендом, и случайной $\varepsilon_{x,y}$ составляющих:

$$U(x, y) = \varphi(x, y) + \varepsilon_{x,y}. \quad (1.35)$$

Закономерная имеет геолого-структурную, генетическую основу и выражает неоднородность низшего порядка и эффективную. Случайная

может рассматриваться как проявление неоднородности более высокого порядка и включать случайные ошибки измерения и т. п.

Таким образом, распространение мега-, макро- и мезонеоднородности практически всегда имеет геологическую основу, и ее можно представить как закономерную плановую или профильную фильтрационную изменчивость с четко выделенными границами. Изменчивость в плане обычно отображается картами гидрогеологических параметров, где закономерность изменения величин параметров представляется в виде системы зон или изолиний. Изменчивость в разрезе отображается построением эпюр или профилей водопроницаемости или трещиноватости. В зависимости от закона изменчивости это может быть либо слоистая толща с закономерным чередованием хорошо и слабопроницаемых пластов, либо массив пород с закономерным изменением параметра по глубине. В пределах зон как элементов неоднородности низшего порядка можно осреднять неоднородность более высокого порядка. Тогда каждая зона представится как квазиоднородный элемент; и для нее может быть вычислено некоторое среднее расчетное значение параметра. К этому мы вернемся при рассмотрении вопросов схематизации гидрогеологических условий. Слоистые толщи и породы с двойной трещиноватостью или двойной пористостью называются гетерогенными средами.

1.6. ЗАКОН ПРЕЛОМЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ТОКОВ И ЕГО СЛЕДСТВИЯ

Явление преломления фильтрационных токов при фильтрации воды в слоистых породах было экспериментально установлено в 20—30-х годах двадцатого столетия и детально описано в работах Г. Н. Каменского с соавторами (1935, 1943), Н. К. Гиринского (1939), Силина-Бекчурина (1957), Бэра и др. (1971) и др. Основной закон преломления фильтрационных токов запишем в виде (рис. 1.3, а)

$$k_1 I_1^n = k_2 I_2^n \quad (1.36)$$

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \beta} = \frac{k_1}{k_2} \quad (1.37)$$

Уравнение (1.36) показывает, что при фильтрации воды под углом к плоскости раздела слоев нормальные составляющие градиента изменяются обратно пропорционально коэффициентам фильтрации. Из условия неразрывности потока при его переходе из первой среды во вторую следует равенство тангенциальных составляющих напорного градиента в этих средах. Уравнение (1.37) свидетельствует, что при преломлении токов одновременно с изменением величины градиента изменяется направление движения потока. При переходе потока в слабопроницаемый слой траектория его приобретает почти вертикальное направление, а если поток попадает в хорошо проницаемый слой, траектория существенно выполаживается, так как угол отражения β становится больше угла падения α , и поток стремится двигаться вдоль плоскости напластования. Чем больше различие в фильтрационных свойствах среды, тем резче проявляются эти особенности.

При движении воды перпендикулярно и параллельно плоскости напластования не происходит преломления токов. В первом случае $\cos \alpha$ и $\cos \beta$ равны единице, нормальные составляющие градиента равны полным градиентам, и в соответствии с зависимостью (1.36) наблюдается максимальное их изменение, а скорости фильтрации при этом остаются неизменными (рис. 1.3, б);

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{I_2}{I_1}; \quad V_1 = V_2 \quad (1.38)$$

При фильтрации параллельно слоям градиенты в каждом слое одинаковы,

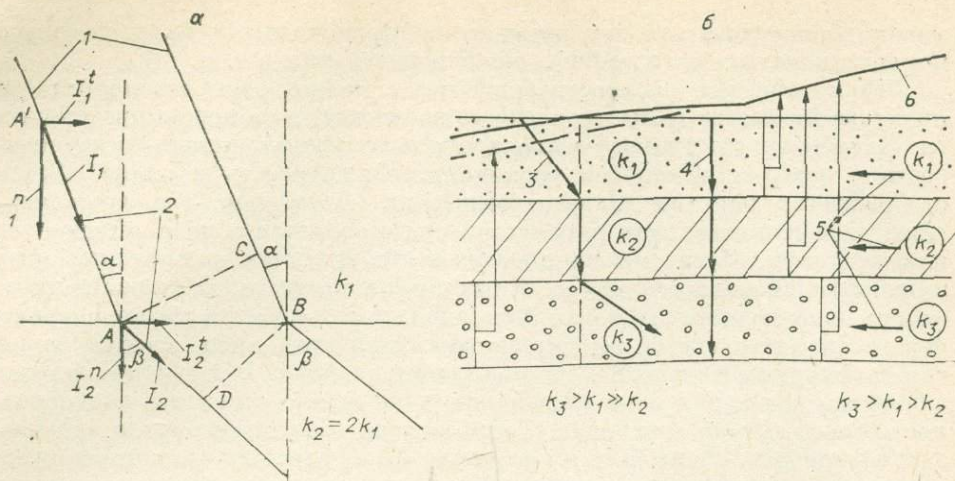


Рис. 1.3. К выводу закона преломления фильтрационных токов.

a — элемент ленты тока: 1 — ограничивающие линии тока, 2 — вектор-градиент потока (I_1 — в среде с водопроницаемостью k_1 ; I_2 — в среде с водопроницаемостью k_2 ; $I_{1,2}^n, I_{1,2}^t$ — соответственно нормальная и тангенциальная составляющие градиентов потока в первой и второй средах); *б* — схемы основных направлений движения потока в слоистых неоднородных средах: 3 — под углом к напластованию (преломление линии токов, изменение направления фильтрации и величины напорного градиента, $k_3 : k_1 : k_2 = 200 : 100 : 1$; $I_3 < I_1 \ll I_2$); 4 — нормально к напластованию (преломления нет, $V_1 = V_2 = V_3 = k_1 I_1 = k_2 I_2 = k_3 I_3$); 5 — параллельно напластованию (преломления нет, $I_1^t = I_2^t = I_3^t = I^t$, $V_1 < V_2 < V_3$, $k_1 : k_2 : k_3 = 1 : 3 : 5$); 6 — напорная поверхность.

так как нормальные их составляющие равны нулю, а тангенциальные равны полной величине градиента, скорости фильтрации в каждом слое различны и прямо пропорциональны соответствующим значениям коэффициентов фильтрации:

$$I_1 = I_2 = I; v_1 = k_1 I; v_2 = k_2 I. \quad (1.39)$$

Эти следствия используются при схематизации гидрогеологических условий, а также при выводе уравнений, описывающих фильтрацию воды в неоднородных пластах. Они были использованы Г. Н. Каменским (1935) при решении задачи о средних коэффициентах фильтрации слоистых толщ, с помощью которых можно неоднородную среду заменить однородной. В этом случае для средневзвешенных коэффициентов фильтрации при движении воды перпендикулярно и параллельно напластованию имеем:

$$k_I = \frac{\sum_1^n m_i}{\frac{1}{n}}; \quad k_{II} = \frac{\sum_1^n k_i m_i}{\sum_1^n m_i}, \quad (1.40)$$

где k_i, m_i — коэффициент фильтрации и мощность отдельного слоя, n — число рассматриваемых слоев.

Закон преломления токов показывает, что если коэффициенты фильтрации слоев различаются значительно, то в слабопроницаемых слоях поток движется преимущественно в вертикальном, а в хорошо проницаемых слоях — в горизонтальном направлениях. На этом свойстве основана широко известная в гидрогеологической литературе так называемая предпосылка Мятлева — Гириного, использованная ими при исследовании фильтрации к скважинам в гидравлически связанных слоистых пластах [Мятлев, 1947; Гириный, 1947]. Это же следствие было использовано Г. Н. Каменским с соавторами (1935) при выводе уравнений, характеризующих фильтрацию под плотинами на неоднородном основании. Заметим, что при резком различии в коэффициентах фильтрации уже нельзя считать справедливым условие о равенстве градиентов в этих слоях; кривые депрессий в них будут различаться, возникнет разность пьезометри-

ческих уровней, которая и обеспечит определенную величину перетекания между слоями. Подобная картина часто наблюдается в аллювиальных отложениях, когда слабопроницаемые суглинки залегают на хорошо проницаемых песчаных отложениях. Как отмечает Г. Н. Каменский (1943), в этом случае нижний песчаный пласт по своим гидродинамическим свойствам напоминает напорные воды, а верхний суглинистый — грунтовые воды, и при этом вода перетекает из суглинков в пески. Такая схема фильтрации применительно к скважинам рассмотрена в работах Ф. М. Бочера (1968) и В. М. Шестакова (1965, 1973).

1.7. ОСНОВНЫЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СЕТКА ПОТОКА

Основными гидродинамическими элементами потока подземных вод являются линии напора и линии тока. Первые представляют собой геометрическое место точек, имеющих одинаковые отметки пьезометрических уровней подземных вод, и описываются уравнением $H = \text{const}$. С гидрогеологической точки зрения поверхности напора — это поперечные сечения потоков, например, урезы рек, каналов, водохранилищ, гидроизогипсы или пьезоизогипсы в плановых потоках.

Линии тока — это линии, в каждой точке которых векторы скорости фильтрации совпадают с касательными, проведенными к этим точкам. При установившемся движении линии тока постоянны и совпадают с траекториями движения частиц воды. При нестационарной фильтрации линии тока не совпадают с траекториями движения частиц воды, а являются, как отмечает Н. Н. Павловский (1956), лишь мгновенными кинематическими характеристиками потока, позволяющими судить о направлении скоростей движения точек, в данный момент времени попавших на рассматриваемую линию тока.

Линии тока описываются системой дифференциальных уравнений [Аравин, Нумеров, 1953]

$$\frac{dx}{V_x} = \frac{dy}{V_y} = \frac{dz}{V_z} \quad (1.41)$$

Если взять в потоке площадку dF и провести по ее периферии систему линий тока, то получится трубка тока. При установившемся движении она обладает такими свойствами: а) не изменяет своей формы; б) линии тока, ее ограничивающие, являются непроницаемыми границами, так как скорость, нормальная к линии тока, равна нулю ($\frac{dH}{dn} = 0$) и перетекание воды между трубками тока исключается.

Часто пользуются понятиями потенциала скорости фильтрации φ и функции тока ψ . Первый связан с величиной напора соотношением

$$\varphi = -kH, \quad (1.42)$$

где k — коэффициент фильтрации.

Потенциал скорости фильтрации связан со скоростью фильтрации соотношениями

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = -k \frac{\partial H}{\partial x} = V_x; \quad \frac{\partial \varphi}{\partial y} = -k \frac{\partial H}{\partial y} = V_y, \quad (1.42a)$$

Возможно такое соотношение [Форхгеймер, 1935]:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \varphi}{\partial y}; \quad \frac{\partial \psi}{\partial y} = -\frac{\partial \varphi}{\partial x}. \quad (1.42б)$$

Как известно, зависимость (1.42 б) представляет собой условие Коши—Римана, определяющее ортогональность функции тока ψ и потенциала скорости фильтрации φ , а следовательно, и ортогональность линий тока и линий напора. Разность $\psi_B - \psi_A$ дает количество воды, протекаю-

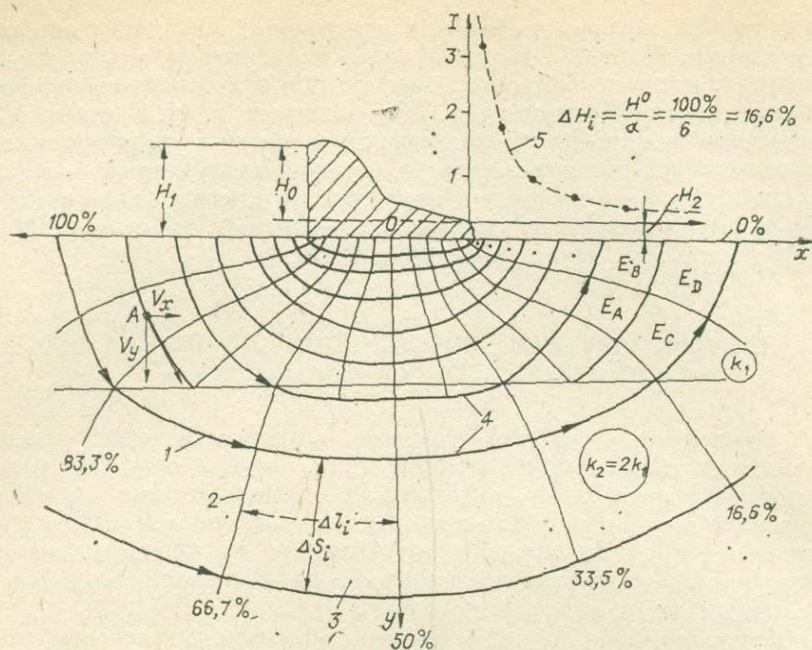


Рис. 1.4. Гидродинамическая сетка фильтрации под плотиной на неоднородном основании.

1 — линии тока, $\psi = \text{const}$; 2 — линии напора, $\phi = -kH = \text{const}$; 66,7% — относительная величина напора; 3 — ячейка сетки и ее размеры, ΔS_i — ширина, Δl_i — длина; 4 — лента тока; 5 — кривая распределения градиента потока в нижнем бьефе; H_1 , H_2 , H_0 — соответственно напоры в верхнем, нижнем бьефе, на плотине.

щей через произвольный контур трубки тока, начало и конец которого находится в точках B и A , т. е.

$$q = \Psi_B - \Psi_A. \quad (1.43)$$

Система взаимно ортогональных линий тока и линий напора образует гидродинамическую сетку. Элементом сетки является конечных размеров ячейка, образованная пересечением двух линий тока двумя линиями напора (рис. 1.4). Впервые графический способ построения сеток и определения по ним основных гидродинамических характеристик потока был предложен Ф. Форхгеймером (1935), развит работами Н. К. Гиринского (1939) и для неоднородных сред работами Г. Н. Каменского с соавторами [1935; Каменский, 1943]. Обобщая эти исследования, можно установить следующие свойства сетки: 1) линии тока и линии равного напора взаимно ортогональны и образуют фигуры, максимально приближающиеся к квадратам или прямоугольникам с одинаковым соотношением сторон или средних линий, что обеспечивает соблюдение критерия

$$E = \frac{N}{M} = \text{const}, \quad (1.44)$$

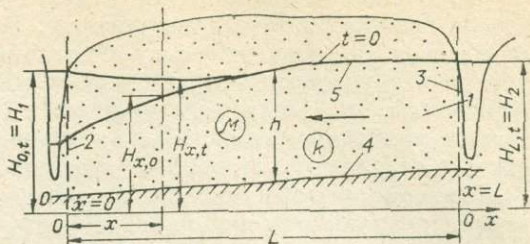
где N — число лент тока, M — число полос напора; 2) потери напора ΔH_i в каждом из фильтрационных квадратов сетки равны одной и той же величине и связаны с расходом зависимостью

$$Q_i = k\Delta H_i, \quad (1.45)$$

так как геометрические параметры Δl и ΔS ячейки равны; 3) расход потока Q_i , проходящего через любой из фильтрационных квадратов сетки, равен одной и той же величине; 4) в условиях неоднородного строения при направлении потока под углом к плоскости раздела слоев происходит преломление линий токов, и изменение их числа обратно пропорционально величине водопроницаемости. Отсюда вытекают следующие правила построения сетки.

Рис. 1.5. Область фильтрации и ее основные элементы.

1 — фильтрационная однородная среда ($k = \text{const}$, $\mu = \text{const}$); границы области фильтрации: 2 — низовая, $x = 0$, 3 — верховая, $x = L$; 4 — водоупор, непроницаемая граница $\frac{\partial H}{\partial n} = 0$; 5 — кривая депрессии (свободная поверхность), $H_{\text{сп}} = z_{\text{сп}}$; граничные условия I рода: $x = 0$, $H(0, t) = H_1$; $x = L$, $H(L, t) = H_2$; начальные условия: $t = 0$, $H(x, 0) = f(x)$; h , L — соответственно мощность, длина области фильтрации.



1. Линии токов проводятся нормально к линиям равных напоров так, чтобы образовались в общем случае криволинейные квадраты или прямоугольники, что проверяется по Н. К. Гиринскому, выполнением двух условий: а) должен быть постоянен коэффициент формы $E = 1$ или $E \geq 1$; б) для четырех соседних ячеек, образованных пересечением трех линий тока и трех линий напора, произведения коэффициентов E попарно крест-накрест взятых ячеек должны быть равны (см. рис. 1.4):

$$E_A \cdot E_0 = E_B \cdot E_C. \quad (1.46)$$

2. Сетка вписывается в область фильтрации с соблюдением граничных условий. При этом линии равного напора, нормальные к непроницаемым границам, начинаются и заканчиваются на граничных линиях тока; линии токов, нормальные к проницаемым граничным контурам, начинаются и кончаются на них.

3. Линии равного напора проводятся через одинаковые интервалы напора ΔH_i , выбираемые произвольно согласно зависимости:

$$H^0 = \alpha \Delta H_i, \quad (1.47)$$

где $H^0 = H_1 - H_2$ — действующий граничный напор, α — число принятых интервалов.

4. Сложные по форме ячейки проверяются последовательной разбивкой их на более мелкие ячейки при соблюдении условия $E = \frac{n}{m}$, где n , m — число мелких фильтрационных квадратов, укладываемых соответственно вдоль отрезков линии напора и линии тока, входящих в сложную ячейку.

5. На границах раздела слоев линии тока преломляются, и в менее проницаемом слое число промежуточных линий токов возрастает обратно пропорционально соотношению коэффициентов фильтрации, согласно Г. Н. Каменскому (1943), по зависимости

$$M_1 : M_2 = k_2 : k_1, \quad (1.48)$$

где M_1 и M_2 — число полос между линиями токов в первом и во втором слоях (для рис. 1.5 $2 : 1 = 2 : 1$).

По гидродинамической сетке можно определить все основные характеристики потока подземных вод: а) средний градиент и среднюю скорость фильтрации в ячейке

$$I_i = \frac{\Delta H_i}{\Delta l_i}; \quad V_i = k I_i, \quad (1.49)$$

при этом можно построить по заданному направлению эпюру изменения скорости и градиента потока (рис. 1.5); б) расход в ячейке по формуле (1.45), а общий расход как сумму элементарных расходов по числу лент тока N

$$Q_{\text{об}} = B \cdot N \cdot Q_i, \quad (1.50)$$

где B — ширина потока в плане (если сетка построена в вертикальной плоскости); в) распределение напора по любому направлению в виде эпюры напоров.

Гидродинамические сетки используются при расчетах фильтрации в зоне гидротехнических сооружений. В относительно простых условиях они строятся аналитически [Форхгеймер, 1935; Павловский, 1956], в сложных условиях — графическим способом [Аравин, Нумеров, 1953; Каменский, 1943] или моделированием [Развитие..., 1969; и др.]. С помощью гидродинамической сетки можно охарактеризовать форму, мерность и структуру потока. Под последней обычно понимают положение и направление вектора скорости в пространстве, а под мерностью потока — число проекций вектора скорости фильтрации в выбранной системе координат [Каменский и др., 1960].

В связи с этим по мерности выделяют одно-, двух- и трехмерные потоки. Потоки разделяют на линейные, если вектор скорости параллелен какой-либо линии, плоские, если он лежит в какой-либо плоскости; и пространственные, если он не параллелен никакой плоскости. Плоские потоки, в свою очередь, подразделяются на плановые (в горизонтальной плоскости) и плоско-вертикальные (в вертикальном сечении). Если линии тока представляют семейство линий, не изменяющихся в любом радиальном сечении, то такой поток имеет радиальную симметрию и называется радиальным.

Гидродинамический анализ сеток — неперемнное условие успешной схематизации и достоверного выполнения гидрогеологических расчетов.

1.8. ОБЛАСТЬ ФИЛЬТРАЦИИ И ЕЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Под областью фильтрации понимают некоторую систему (вертикальную или плановую модель-схему водоносного горизонта либо его части), характеризующуюся определенным строением фильтрационной среды и краевыми условиями, заданными на ее границах, отделяющих ее от соседних областей. Краевые условия — это совокупность начальных и граничных условий. Первые выражают закономерность в изменении пьезометрического уровня и расхода потока в момент, принятый за начало отсчета при исследовании нестационарной фильтрации и обозначаемый $t = 0$. Граничные условия характеризуют изменение уровня и расхода потока на контурах, принятых за границы области. Строение фильтрационной среды отображается совокупностью геологических полей, выражающих свойственные данному гидрогеологическому объекту закономерности в изменении фильтрационных и других его свойств [Огильви, 1974].

Область фильтрации имеет определенные геометрические размеры (см. рис. 1.5): ширину в плане B , длину L , в вертикальной плоскости она характеризуется значениями мощности исследуемого водоносного горизонта (h , m).

Выделяют естественные и искусственные границы потока. Первые могут быть представлены урезами рек, отметками выхода источников, линиями разломов, контурами примыкания проницаемых пород к водупорным и т. п. Вторые представляют собой подземные контуры плотин, фильтры скважин и т. п.

Различают внешние и внутренние границы, локальные и региональные. На разрезах выделяют боковые границы и среди них верховые (в области питания пласта) и низовые (в области разгрузки).

Проницаемые границы — это линии равного напора, выражаются как $H_T = \text{const}$ или $H_T = f(t)$. Если считать давление в водоеме распределенным по гидростатическому закону, тогда по контуру водоема (рис. 1.6) напор будет иметь постоянную величину H_T , состоящую согласно уравнению (1.51) из глубины водоема h_0 и ординаты его контура z_0 :

$$H_T = h_0 + z_0, \quad (1.51)$$

из чего следует, что любые контуры водоемов — линии равного напора.

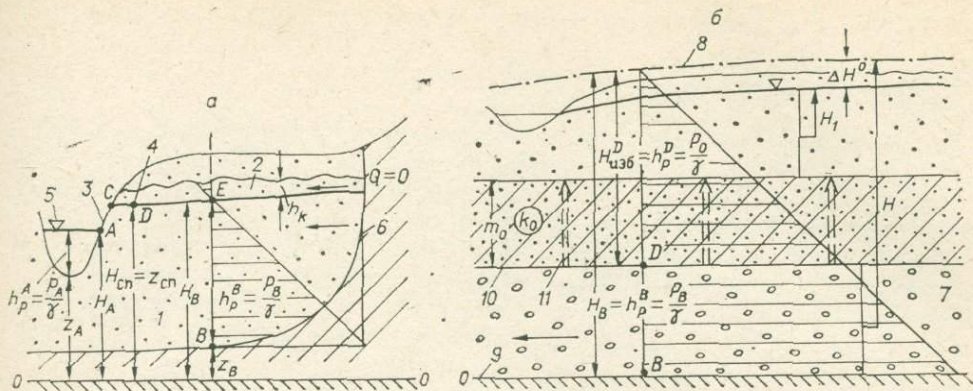


Рис. 1.6. Элементы потока, виды границ и граничных условий.

а — элементы и границы безнапорного потока: 1 — безнапорный поток, B — давление распределено по гидростатическому закону, $H^B = h_p^B + z_B$; 2 — капиллярная зона, E — давление меньше атмосферного, $\frac{P}{\gamma} = -h_k$, $H^E = z^E - h_k^E$; 3 — участок высачивания, $C - H_{сп}^C = z_{сп}^C$; 4 — свободная пьезометрическая поверхность (крылья водоносного горизонта), давление равно атмосферному, $D - H_{сп}^D = z_{сп}^D$, $h_p^D = 0$; 5 — урез водоема, $A - H = h_p^A + z_A$, граничное условие I рода, $H = H(t)$; 6 — непроницаемая боковая граница, граничное условие II рода, $Q = 0$; б — элементы и границы напорного потока: 7 — напорный поток, давление распределено по гидростатическому закону, $B - H^B = h_p^B$, $z^B = 0$; 8 — пьезометрическая поверхность (показывает распределение пластового давления в водоносном горизонте); 9 — водоупор, непроницаемая граница, $\frac{\partial H}{\partial n} = 0$ (n — направление, нормальное движение); 10 — крылья водоносного горизонта, $D - H_{изб}^D$ — избыточный напор (задано граничное условие III рода: $W_{гп} = h_0 \frac{H - H_1}{m_0}$); 11 — направление перетекания.

Непроницаемые границы (водоупоры) являются линиями тока, поэтому вдоль них функция тока имеет постоянное значение, а градиент напора по нормали к этой границе равен нулю, т. е. $\frac{\partial H}{\partial n} = 0$.

Свободная поверхность безнапорного потока представляет собой верхнюю границу гравитационной зоны, где давление равно атмосферному (если не учитывается наличие капиллярной зоны) и обычно принимается равным нулю. Тогда из выражения напора, по Бернулли (1.2), в точке на свободной кривой депрессии пьезометрическая высота равна нулю и отметка пьезометрического уровня $H_{сп}$ равна ординате $z_{сп}$ геометрической высоты положения точки над выбранной плоскостью сравнения:

$$H_{сп} = z_{сп}. \quad (1.52)$$

При наличии капиллярной зоны условия на свободной поверхности усложняются в силу влияния капиллярного давления. Это влияние учитывается либо введением активной высоты капиллярной зоны $h_k = \frac{P_k}{\gamma}$, которая принимается полностью водонасыщенной, либо давлением всасывания в этой зоне оценивается величиной потенциала капиллярного всасывания ψ_k , зависящего от влажности θ пород, находящихся в пределах капиллярной зоны, $\psi_k = f(\theta)$. Тогда вместо условия (1.52) имеем

$$H_{сп, к} = -h_k + z_{сп} \quad (1.53)$$

или

$$H_{сп, к} = -\psi_k + z_{сп}. \quad (1.54)$$

В условиях стационарной фильтрации при отсутствии инфильтрационного питания свободная кривая депрессии является линией тока. При подходе к контуру стока (линии равного напора) она выходит всегда на откос в точке B (точка высачивания), расположенной выше точки уреза воды A , образуя участок высачивания, где давление (атмосферное) равно

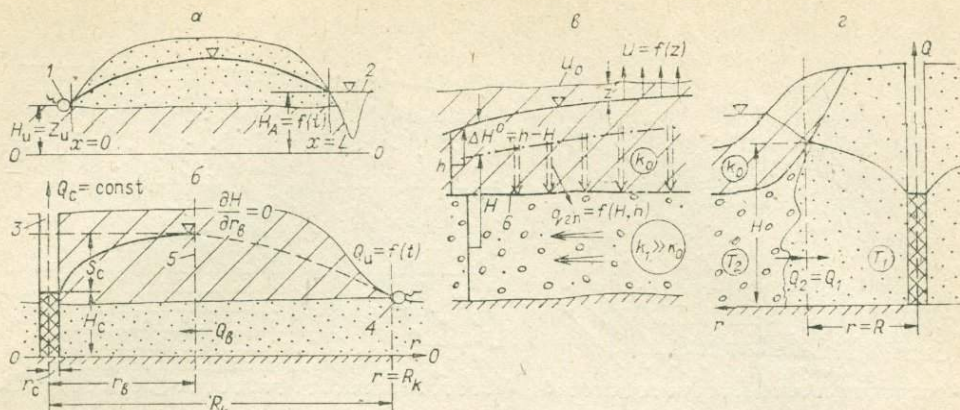


Рис. 1.7. Граничные условия I, II, III, IV рода.

a — граничные условия I рода: 1 — постоянная отметка выхода источника, $x = 0$, $H_n = \text{const}$, 2 — переменный уровень воды в реке, $x = L$, $H_L = f(t)$; *б* — граничное условие II рода: 3 — постоянный расход скважины, $Q_c = 2\pi k m \tau \left. \frac{\partial H_0}{\partial r} \right|_{r=r_0} = -2\pi k m \tau \left. \frac{\partial S_0}{\partial r} \right|_{r=r_0}$; 4 — переменный во времени расход источника, $Q_{II} = f(t)$, 5 — на водоразделе подземных вод уклон потока, $\frac{\partial H}{\partial n} = 0$, расход $Q_B = 0$; *в* — граничное условие III рода: 6 — перетекание из суглинков в пески, $q_{2n} = f(h, H)$ — задано на границе их раздела, 7 — испарение с поверхности грунтовых вод, $U = U_0 \left(1 - \frac{z}{z_h}\right)^n$, критическая глубина $z_h \approx 3\text{ м}$, испарение с поверхности Земли $U|_{z=0} = U_0$; *г* — граничное условие IV рода: граница (литолого-фациальная) зон с разной водопроводимостью T_1 и T_2 , задано условие неразрывности течения в виде равенства расходов $Q_1 = Q_2$ или $T_1 \left. \frac{\partial H}{\partial r} \right| = T_2 \left. \frac{\partial H}{\partial r} \right|$.

нулю и на линии *AB* сохраняется условие (1.52), где $z_{\text{сп}}$ есть ордината точек кривой *AB*. Более сложным является обоснование кинематического условия на свободной поверхности при нестационарной фильтрации. Оно рассматривается в работе В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1974).

При выполнении гидрогеологических расчетов используют четыре основных вида граничных условий. Граничным условием I рода называют задание его в виде некоторого закона изменения уровня воды на границе, оно может быть постоянным и переменным во времени (рис. 1.7, *a*):

$$H_r = \text{const} \text{ или } H = f(t). \quad (1.55)$$

Граничное условие II рода представляется как известный закон изменения расхода потока на его границах (см. рис. 1.7, *б*). Расход может быть задан, например, как дебит источника или расход скважины при исследовании водопритока к ней:

$$Q_c = -2\pi k m \tau \left. \frac{\partial S}{\partial r} \right|_{r=r_c} = \text{const}, \quad (1.56)$$

может быть равен нулю, если рассматривать непроницаемую границу (см. рис. 1.6):

$$Q_r|_{x=L} = 0, \quad (1.57)$$

или представлен известной величиной интенсивности инфильтрационного питания W_a , не зависящей от положения свободной поверхности уровня грунтовых вод.

Граничное условие III рода выражает зависимость между изменением расхода потока на его границе Q_r от изменения уровня воды в самом потоке H и в общем виде может быть записано как

$$Q_r = f(H_t). \quad (1.58)$$

В гидрогеологическом отношении такое условие выражает, например, величину глубинного перетекания, поступающего в основной пласт из

соседнего (рис. 1.8, *в*), и, согласно закону Дарси, имеет вид

$$W_{\text{гл}} = k_0 \frac{(H - H^0)}{m_0}, \quad (1.59)$$

где k_0 , m_0 — коэффициент фильтрации и мощность разделяющей толщи, H^0 — постоянный уровень воды в соседнем «питающем» пласте, H — переменный уровень основного пласта.

Граничное условие IV рода выражает закон неразрывности течения и используется обычно при изучении фильтрации в неоднородных пластах, в частности при кусочно-однородном их строении, представляя равенство расходов потока слева и справа относительно границы раздела сред (рис. 1.7, *з*), имеющих водопроницаемость T_1 и T_2 :

$$T_1 \frac{\partial H}{\partial l} \Big|_{\text{гл}} = T_2 \frac{\partial H}{\partial l} \Big|_{\text{гл}}. \quad (1.60)$$

Таким образом, область фильтрации представляет собой фильтрационную расчетную схему, на которой показаны все основные гидродинамические особенности исследуемого потока подземных вод, определяющие конкретное решение задачи, и в математической форме записаны главные ее элементы. В таком смысле она является графическим изображением математической модели исследуемого реального гидрогеологического объекта [Гавич, Ленченко, 1977].

2. ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ И СХЕМАТИЗАЦИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

2.1. ЗАДАЧИ ТИПИЗАЦИИ И СХЕМАТИЗАЦИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

От качества типизации и схематизации гидрогеологических условий зависит достоверность построенной математической модели изучаемого объекта и выполненных на ней инженерных прогнозов или научных исследований.

Аналитические методы требуют существенного упрощения гидрогеологических условий, а методы математического моделирования дают возможность учесть действие большего числа факторов.

Типизация гидрогеологических условий представляет собой гидродинамическое районирование территории с выделением однотипных участков по гидродинамическим особенностям и возможным расчетным схемам. Они выделяются по общности структуры потока, условий залегания и гидравлическому состоянию водоносных горизонтов или комплексов, по общности строения пласта и видам границ и действующих на них граничных условий. Типизация заканчивается районированием территории по основным типам возможных расчетных схем. Результаты районирования отображаются специальной таблицей или на карте [Гавич, 1970; Гавич, Ленченко, 1977].

Схематизация гидрогеологических условий заключается в упрощении природной обстановки и действующих факторов в пределах выделенных типовых районов и всей исследуемой территории в целом. В результате строится сначала фильтрационная, а затем расчетная схемы исследуемого объекта.

Задачами схематизации являются: а) выявление главных и второстепенных факторов и установление, какими из них можно пренебречь; б) определение наиболее достоверной схемы строения пласта и расчетных значений параметров; в) упрощение фильтрации и замена пространственной на плановую или плоско-вертикальную; г) решение вопроса о необходимости учета соседних, гидравлически связанных с основным, пластов и определение формы их представления в модели (в виде самостоятельных

водоносных горизонтов, граничного условия II или III рода); д) выявление зоны влияния инженерного сооружения в плане и разрезе; е) упрощение форм границ и законов изменения на цих уровнях и расходов потока.

Процесс схематизации подразделяется на два этапа. Первый включает анализ природных условий и составление исходной фильтрационной схемы. Она представляет собой специальные карты или разрезы, на которых показаны все основные гидродинамические особенности исследуемого объекта: а) размеры и конфигурация, б) строение и значение расчетных параметров; в) типы граничных условий и принятые законы их изменения в плане и разрезе; г) факторы прогноза и их изменение за расчетное время (размещение эксплуатационных скважин, положение каналов и т. п.). Отмечается степень изученности всех элементов схемы, и оценивается общая погрешность принятых допущений.

Второй этап схематизации содержит дальнейшее упрощение гидрогеологических условий. Оно выполняется применительно к выбранному методу аналитического расчета или моделирования (АВМ, ЭВМ), принятому типу модели и способу ее построения. Завершается этап построением расчетной или модельной схемы. Она строится в том же масштабе, что и фильтрационная схема. Оценивается суммарное влияние не учтенных в схеме или модели факторов [Гавич, 1973].

Оценка качества исходной схемы является первым шагом в обосновании достоверности составляемых гидрогеологических прогнозов, так как позволяет неформально оценить качество использованной информации и принятых допущений [Гавич, Племеннов, 1977].

Содержание этапов схематизации и их удельный вес могут существенно изменяться в зависимости от сложности строения района, степени его изученности, качества и объема имеющейся информации, стадии исследований и целевого назначения решаемой задачи.

Следует иметь в виду, что ошибки, сделанные иногда при переходе от природных условий к фильтрационной схеме, а затем к модельной, могут обусловить большую погрешность в результатах гидрогеологических расчетов, чем ошибки, зависящие от применения того или иного метода расчета или моделирующего устройства и точности его работы.

2.2. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВИДЫ ПОТОКОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Анализ гидродинамических особенностей потоков подземных вод лежит в основе геофильтрационной схематизации. Этому вопросу уделяется большое внимание в работах многих авторов [Каменский, 1935, 1943; Силин-Бекчуриц, 1965; Бочевеи и др., 1965, 1969; Каменский и др., 1960; Мироненко, Шестаков, 1974, 1978]. Можно выделить пять основных аспектов такого исследования [Гавич, 1970; Гавич, Ленченко, 1977].

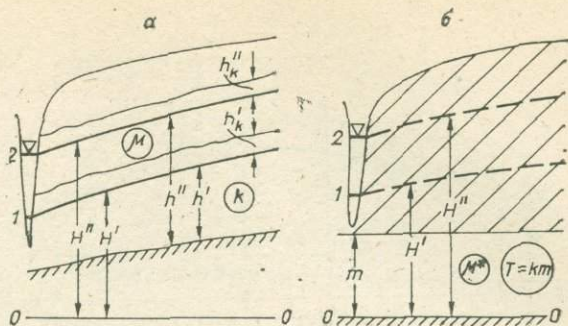
2.2.1. Гидродинамические особенности потоков подземных вод в зависимости от общих условий залегания и их гидравлического состояния

Выделяют три типа потоков, которые существенно различаются с гидродинамической точки зрения (см. рис. 1.7, 2.1, 2.2): а) грунтовые, или безнапорные; б) глубокозалегające, или напорные; в) субнапорные, или смешанные напорно-безнапорные.

Особенности грунтовых потоков: а) наличие свободной поверхности, давление на которой равно атмосферному или капиллярному; б) изменение уровня воды в них ведет к изменению мощности, водопродвижности и уровнепродвижности $a = \frac{T}{\mu}$ потока и сопровождается процессами осушения или насыщения пород, проявляющимися достаточно длительное время

Рис. 2.1. Гидродинамические особенности грунтовых и напорных потоков. Изменение основных характеристик потока в меженный (1) и паводковый (2) периоды.

а — для грунтового потока: мощность $h'' > h'$, пьезометрический уровень $H'' > H'$, повышение уровня вызывает насыщение пород в зоне его колебаний и изменение гравитационных запасов потока (μ); б — для субнапорного потока: мощность $m'' = m' = m = \text{const}$, пьезометрический уровень $H'' > H'$, повышение уровня вызывает перераспределение давления в пласте и изменение упругих запасов (μ^*).



мя; в) скорость колебаний уровня воды и запасы ее в пласте определяются величиной гравитационной водоотдачи (недостатка насыщения), которая изменяется во времени и имеет порядок $n \cdot 10^{-1} \div n \cdot 10^{-2}$; их инерционность выше по сравнению с напорными потоками, и время стабилизации потока, по С. Ф. Аверьянову (1956), равное $\beta = \frac{L^2}{a}$, сут, для грунтовых потоков на два-три порядка больше, чем для напорных при прочих равных условиях.

Особенности напорных потоков (см. рис. 1.7, 2.2, б): а) над их кровлями всегда имеется избыточное давление (напор); б) нет капиллярной зоны; в) граничные изменения пьезометрических уровней приводят только к изменению давления в пласте, мощность, водопроницаемость и коэффициент пьезопроводности $a = \frac{T}{\mu^*}$ остаются постоянными; г) вместо процессов насыщения и осушения происходят процессы упругого сжатия и расширения пород и воды, которые и обуславливают существование нестационарной фильтрации. Последняя проявляется весьма резко и заканчивается достаточно быстро, что связано с малой инерционностью потока и быстрым переформированием давления в нем; д) скорость передачи возмущений по напорному пласту высока и на два-три порядка превосходит аналогичную скорость в грунтовом потоке. Субнапорные потоки совмещают в себе те и другие гидродинамические особенности (см. рис. 2.1, б).

2.2.2. Гидродинамические особенности потоков подземных вод, связанные с условиями их питания и разгрузки

В зависимости от видов питания и расходования воды выделяются следующие три типа потоков (см. рис. 2.2): а) с сосредоточенным питанием (расходованием); б) с рассеянным или распыленным питанием (расходованием); в) со смешанным питанием (расходованием).

Первый тип потоков характеризуется в условиях стационарной фильтрации постоянной величиной расхода Q_x в любом сечении. Восполнение или убыль воды в пласте осуществляется только через его внешние боковые границы.

Потоки с рассеянным питанием (расходованием) в условиях стационарной фильтрации характеризуются переменной величиной расхода Q_x^W в любом сечении. Восполнение или убыль воды из пласта идет на значительной площади его распространения через относительно проницаемые водоупорное ложе или кровлю потока, а в грунтовых водах через свободную депрессионную поверхность. В математическом отношении такой вид питания или расходования рассматривается как внешний сток или источник.

Для потоков с внешними источниками и стоками справедливо такое условие:

$$Q_x^W = f(x) \text{ или } Q_x^W = Q_1 + WF_x, \quad (2.1)$$

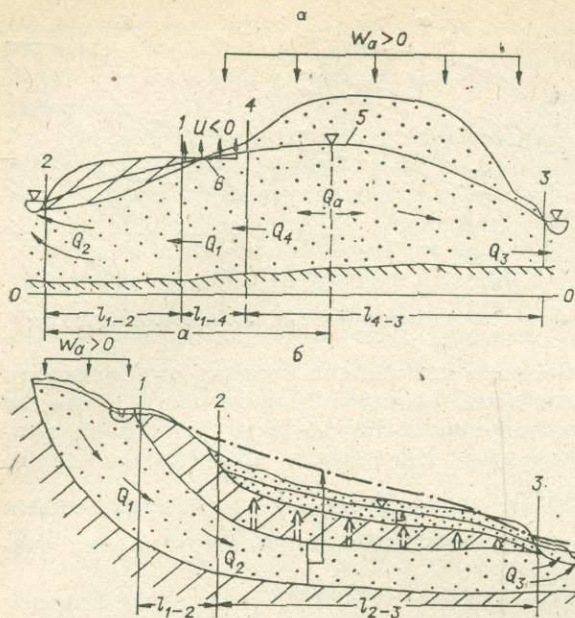


Рис. 2.2. Гидродинамические особенности и виды потоков по условиям питания и разгрузки.

а — грунтовые потоки: участок 1—2 с сосредоточенным питанием (Q_1) и разгрузкой (Q_2) при $Q_1 = Q_2$; б — напорные потоки с сосредоточенным питанием Q_1 и разгрузкой Q_2 ; участок 1—2 ($Q_1 = Q_2$) с рассеянной разгрузкой и перетеканием в грунтовые воды; участок 2—3, $Q_2 > Q_3$.

где Q_1 — граничное значение расхода, F_x — площадь, на которой интенсивность питания (расходования) равна W .

При значительной интенсивности W внутри области фильтрации могут быть экстремальные точки, характеризующие пьезомаксимумы или пьезоминимумы. Здесь градиент потока равен нулю и соот-

ветственно горизонтальные расходы равны нулю; существует только вертикальный расход. С гидродинамической точки зрения это свидетельствует о том, что через экстремальные точки проходит линии тока, разделяющие поток на фрагменты, независимые в гидродинамическом отношении.

Потокам со смешанным питанием (расходованием) свойственны особенности первой и второй группы. Потоки с сосредоточенным питанием имеют только горизонтальный водообмен, и, следовательно, все изменения в их динамике связаны только с действием граничных условий на их внешних боковых границах. Потоки с рассеянным питанием имеют горизонтальный и вертикальный водообмен, причем соотношение их различно и связано либо с преобладающим действием в вертикальном водообмене инфильтрационного питания (испарения), либо глубинного питания (расходования) при наличии гидравлической связи между соседними водоносными пластами. Если преобладает вертикальный водообмен, то выделяют поток с активным вертикальным водообменом, если он соизмерим с горизонтальным, то поток называется вертикально-горизонтальным [Гавич, Ленченко, 1977].

2.2.3. Гидродинамические особенности потоков подземных вод, связанные с изменчивостью свойств фильтрационной среды

Изменчивость фильтрационных свойств среды оказывает существенное воздействие на динамику потока подземных вод, вызывая изменение скорости и направления движения воды, изменение формы и уклонов пьезометрической поверхности. В зависимости от условий формирования пространственной неоднородности Г. Н. Каменским (1935) выделены потоки однородного строения, слоистого и двухслойного (когда верхний пласт представлен суглинками, а нижний — хорошо проницаемыми породами), а также потоки с изменением фильтрационных свойств по закону прямой линии:

$$k_x = k_1 + \frac{k_2 - k_1}{L} x \quad (2.2)$$

в виде резкой смены коэффициентов фильтрации по направлению движе-

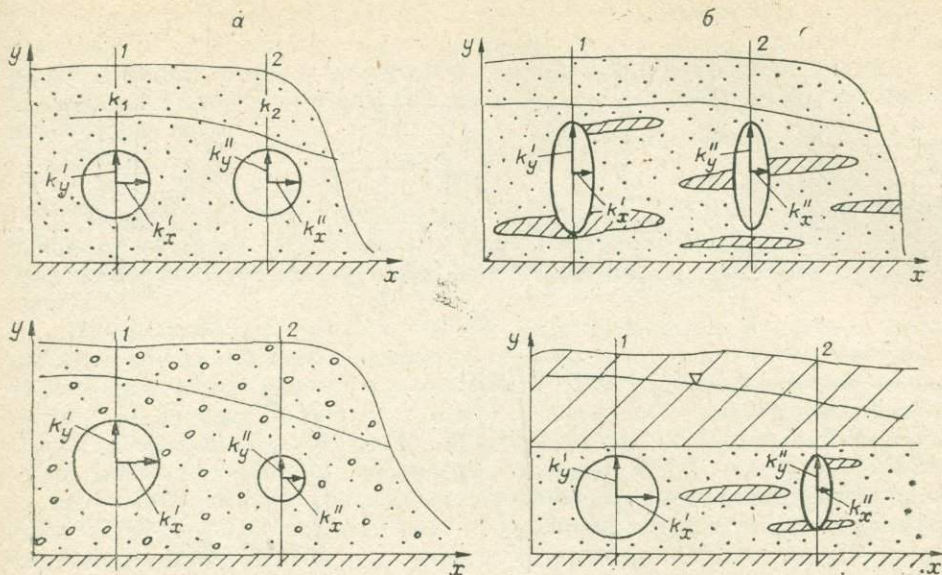


Рис. 2.3. Гидродинамические особенности и виды потоков по типу и характеру строения фильтрационной среды с учетом направления движения.

а — поток с изотропной, однородной средой, $k'_x = k'_y$, $k''_x = k''_y$, $k_1 = k_2$; б — с однородно-анизотропной средой $k'_x = k''_x$, $k'_y = k''_y$, но $k_x < k_y$; в — с изотропной закономерно-неоднородной

средой $\frac{k'_x}{k'_y} = \frac{k''_x}{k''_y}$, но $k_1 > k_2$; г — поток с анизотропно-неоднородной средой $k'_x > k''_x$, $k'_y > k''_y$,
 $k_1 \neq k_2$.

ния воды и с незакономерным его изменением. Позднее, в работах В. М. Шестакова (1965), Ф. М. Бочевера (1968), Н. Н. Биндемана, Л. С. Язвина (1970), все потоки с закономерным изменением фильтрационных свойств были объединены в группу с упорядоченной неоднородностью, а также было предложено рассматривать вместо водопроницаемости водопроводимость пласта. В этом случае выделяются потоки: с постоянной водопроводимостью, с изменяющейся постепенно по зависимости (2.2) или по экспоненте:

$$T_x = T_0 e^{-\alpha x}, \quad (2.3)$$

где T_0 — водопроводимость в начальном сечении, α — эмпирический коэффициент с кусочно-постоянной в разрезе или в плане:

$$T_1 = \text{const при } l_1 \geq x \geq 0, T_2 = \text{const при } l_2 \geq x \geq l_1 \text{ и т. д.} \quad (2.4)$$

Принимая во внимание порядок неоднородности, масштаб рассмотрения элементов неоднородности и соотношение их с размерами зон воздействия инженерных сооружений, можно выделить три типа потоков: а) с неоднородной средой, б) с квазисоднородной или упорядоченной средой, в) с однородной средой. В первом случае элементы неоднородности проявляются как самостоятельные элементы системы, формируют строение фильтрационной среды (ее структуру) и активно воздействуют на динамику потока. Во втором случае элементы неоднородности как самостоятельные практически не проявляются, воздействуют на поток обобщенно и при определенных условиях могут быть осреднены. В последнем случае среда содержит элементы неоднородности только высшего порядка и является статистически однородной.

Имея в виду изменение фильтрационных свойств пласта в зависимости от направления движения, выделяют потоки с изотропной и анизотропной средой (рис. 2.3).

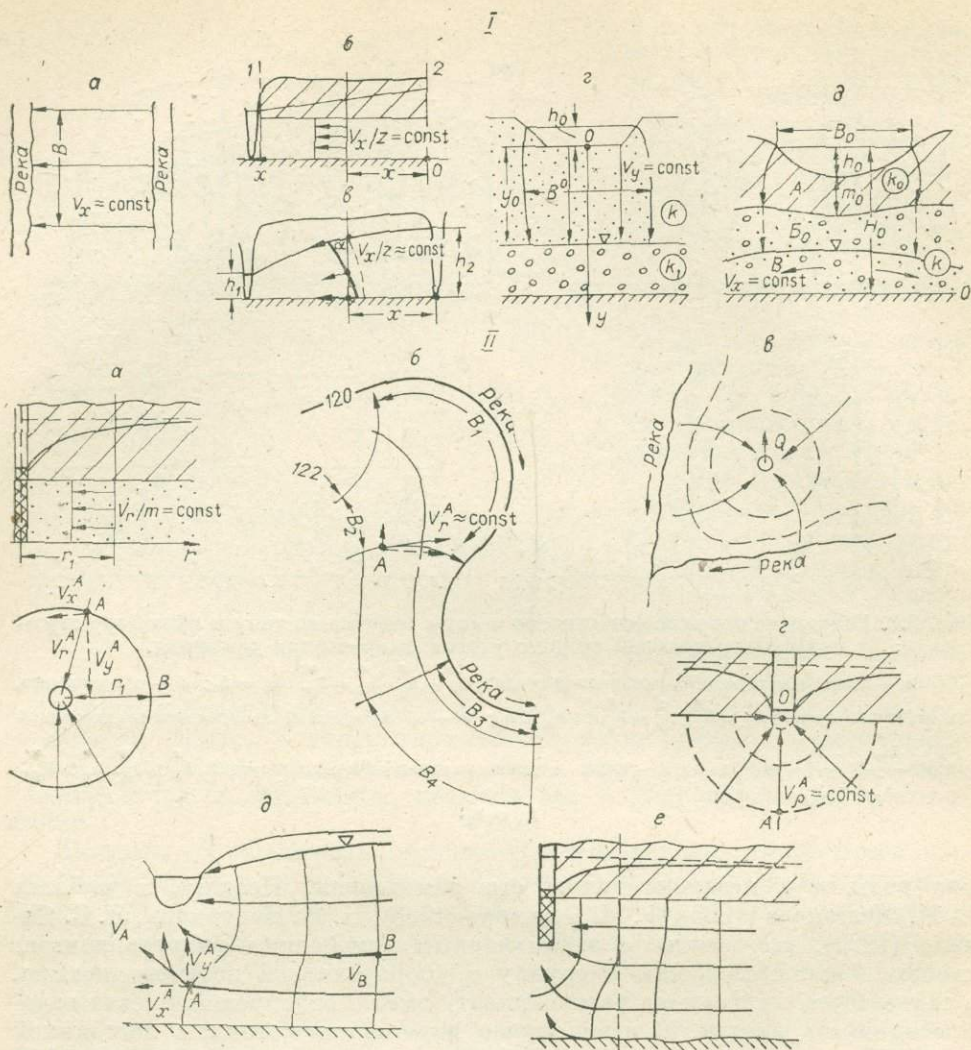


Рис. 2.4. Гидродинамические особенности и виды потоков по структуре, мерности и форме границ в плане и разрезе.

I. Одномерные линейные потоки (плоско-параллельная фильтрация): а — плоский поток в плане, $B = \text{const}$, одномерные горизонтальные потоки; б — напорный и в — грунтовый линейные потоки. Одномерные вертикальные потоки: г — нормальная инфильтрация (с заполнением всех пор водой, $I^0 = \frac{h_0 + y_0}{y_0}$); д — инфильтрация (свободное просачивание) на уровень грунтовых вод (зоны:

А — нормальная вертикальная инфильтрация в суглинках, $I^0 = \frac{h_0 + m_0}{m_0}$; Б — свободное вертикальное просачивание с интенсивностью $W^0 = k_0 \left(1 + \frac{h_0}{m_0}\right)$; В — горизонтальная фильтрация).

II. Плановые и пространственные потоки: а — разрез и план одномерного радиального потока (двухмерный поток в декартовой системе координат); б — план радиально расходящегося потока ($B_1 > B_2$) и радиально сходящегося ($B_1 < B_2$) потока; в — планово-радиальный поток при откачке из скважины; г — одномерный сферический поток (пространственный поток в декартовой системе координат); д — плоско-вертикальный поток в декартовой системе координат, V_y^A, V_x^A ; е — плоско-вертикальный поток в цилиндрической системе и пространственный в декартовой системах координат.

2.2.4. Гидродинамические особенности потоков подземных вод в зависимости от формы границ

Форма границ потока в плане и разрезе определяет его конфигурацию, мерность, структуру и тем самым вид фильтрации (рис. 2.4). При прямолинейных параллельных границах формируется плоско-параллельная фильтрация, при которой ширина потока в плане постоянна.

В этом случае поток называется одномерным линейным (все его границы совершенны и прорезают пласт до водоупорного ложа). Скорость фильтрации в таком потоке в декартовой системе координат имеет одну составляющую, параллельную оси x , и не изменяет своей величины по мощности потока, т. е.

$$V_x|_z = \text{const.} \quad (2.5)$$

Условие (2.5) впервые было принято как исходное при решении фильтрационных задач Ж. Дюпюи и носит название предпосылки Дюпюи. Для напорных вод оно соблюдается строго, для грунтовых — приближенно.

Прямолинейные ортогональные и пересекающиеся под углом границы формируют плановые потоки разной конфигурации (при условии совершенного вреза границ в водоносный пласт). Если границы несовершенны, то потоки являются пространственными и имеют максимальное число проекций вектора скорости фильтрации. Радиальной формы контуры создают одномерные радиальные потоки (контур представлен в плане круговой границей), радиально сходящиеся и радиально расходящиеся (вектор скорости параллелен радиусам). Радиальные потоки в декартовой системе координат имеют в плане две составляющие скорости фильтрации, а в радиальной системе — одну, которая зависит только от длины радиуса-вектора, соединяющего рассматриваемую точку с началом координат. Радиальные потоки обладают симметрией. При несовершенном вскрытии пласта скважинами радиальные потоки становятся пространственными. Наличие одновременно прямолинейных и радиальных границ приводит к плано-радиальным и сложной формы потокам, имеющим сложную гидродинамическую сетку и структуру. Такие потоки возникают под влиянием работы скважин вблизи рек, разломов и других границ. Различные типы потоков показаны на рис. 2.4.

2.2.5. Гидродинамические особенности потоков подземных вод в зависимости от воздействия границ и граничных условий

Воздействие границ пласта на движение подземных вод является относительным, так как одна и та же граница может и учитываться и не учитываться в расчетной схеме. По интенсивности воздействия границ на движение подземных вод выделяют потоки: а) бесконечный или неогра-

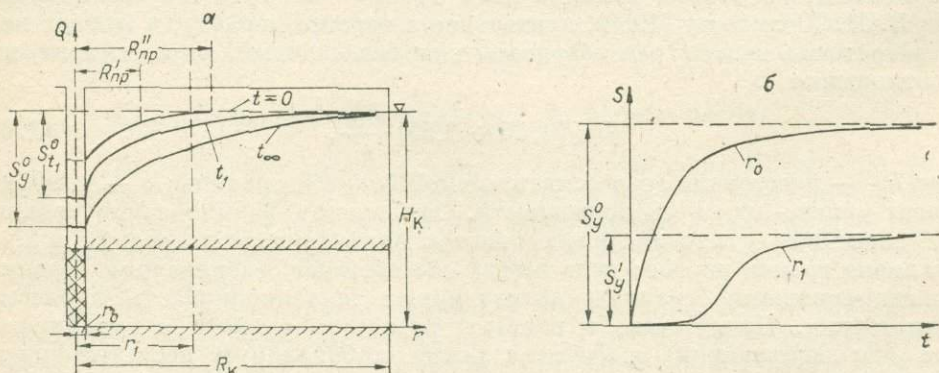


Рис. 2.5. Развитие воронки депрессии при откачке из скважины в ограниченном открытом пласте ($r = R_K$; $H = H_K = \text{const}$).

α — схема развития воронки депрессии в разрезе: $t_1 > t > 0$ — период развития без влияния внешней границы пласта ($H_K = \text{const}$), t_1 — время достижения внешней границы, $\infty \geq t > t_1$ — период развития с активным влиянием внешней границы ($H_K = \text{const}$), t_∞ — время стабилизации уровня, $R_{\text{пр}}$, $R''_{\text{пр}}$ — зона квазистационарной фильтрации; б — графики изменения величины понижения во времени: r_0 — в опытной скважине, r_1 — в наблюдательной скважине, $s_{t_1}^0$, s_y — соответственно величина понижения в скважине в момент времени t_1 и при установившейся фильтрации.

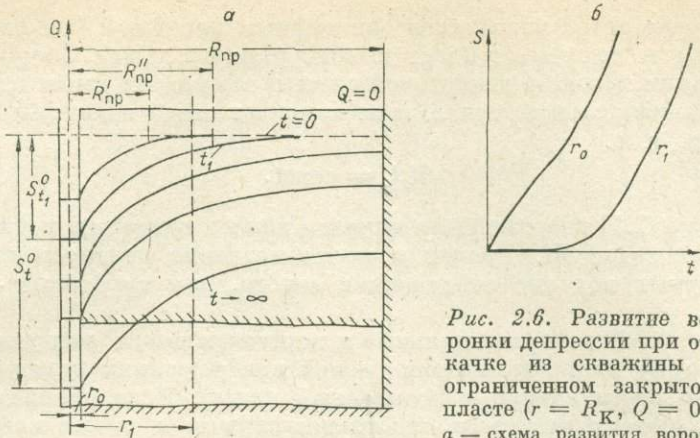


Рис. 2.6. Развитие воронки депрессии при откачке из скважины в ограниченном закрытом пласте ($r = R_K, Q = 0$). а — схема развития воронки депрессии в разрезе;

$t_1 > t > 0$ — период развития без влияния внешней границы пласта ($Q = 0$), t_1 — время достижения внешней границы, $\infty \geq t > t_1$ — нестационарный период развития с активным влиянием внешней границы ($Q = 0$), t_∞ — время осушения пласта, $R_{пр}, R_{кв}$ — зона квазистационарной фильтрации; б — графики изменения величины понижения во времени: r_0 — в опытной скважине, r_1 — в наблюдательной скважине, $S_{t_1}^0, S_t^0$ — соответственно нестационарные величины понижения в скважине.

ниченный (все боковые границы удалены практически в бесконечность и влияния не оказывают); б) полубесконечный или полуограниченный (имеет одну действующую боковую границу); в) конечный или ограниченный (боковые границы в количестве более двух активно воздействуют на поток). Гидродинамические особенности потоков, формирующиеся под влиянием действия различных границ, исследованы применительно к подпору грунтовых вод в работах Г. Н. Каменского (1935, 1943) [Каменский и др., 1960], Н. Н. Биндемана (1951); В. М. Шестакова (1965), в связи с фильтрацией из водохранилищ, каналов и под влиянием орошения — в работах С. Ф. Аверьянова (1956) и др., для скважин — в работах В. Н. Щелкачева (1959), Ф. М. Бочевера (1968), В. А. Мироенко и В. М. Шестакова (1978).

Независимо от вида фильтрации (плоско-параллельная или плано-радиальная) в нестационарном процессе можно выделить два периода. В первом боковые границы пласта на динамику процесса некоторое время не влияют, во втором влияние этих границ является определяющим. По В. Н. Щелкачеву (1959), длительность первого периода, в течение которого пласт можно рассматривать как бесконечный, определяется из соотношения

$$f \leq (0,35 \div 0,55) \frac{R_K^2}{a}, \quad (2.6)$$

где R_K — расстояние до рассматриваемой боковой границы; a — коэффициент уровня- или пьезопроводности. Особенности формирования уровня в бесконечном и ограниченных пластах иллюстрируются рис. 2.5 и 2.6. Наличие границ первого рода всегда способствует стабилизации уровня, а непроницаемые границы активизируют нестационарность процесса фильтрации. Присутствие в пластах инфильтрационного и глубинного (за счет перетекания) водообмена также стабилизирует нестационарное движение.

2.3. ПРИНЦИПЫ СХЕМАТИЗАЦИИ И ЕЕ ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ

Схематизация гидрогеологических условий для любых расчетов, по существу, исследование, сложный творческий процесс; она требует глубокого понимания физических и теоретических основ изучаемых про-

цессов, тех допущений, на которых строится их математическое описание.

Схематизация выполняется в такой последовательности. Вначале оцениваются тип фильтрации, мерность потока и размеры исследуемой области с учетом возможной зоны влияния инженерного сооружения в плане и разрезе, затем устанавливаются схема строения изучаемого комплекса, внутренние и внешние границы и граничные условия, режим работы инженерного сооружения. По результатам схематизации строятся исходные расчетная или модельная схемы.

2.3.1. Схематизация режима фильтрации

Под упрощением режима фильтрации понимаем сведение нестационарной фильтрации к стационарной или квазистационарной. При исследовании плано-радиальных потоков оно выполняется по критерию Фурье, по которому либо определяется радиус r зоны, где существует квазистационарная фильтрация, начиная с выбранного момента времени, либо находится время t , начиная с которого на данном расстоянии от источника возмущения нестационарная фильтрация может быть заменена квазистационарной:

$$t \geq 2,5 \frac{r^2}{a} \quad (2.7)$$

или

$$r^2 \geq 0,4at. \quad (2.7a)$$

При соблюдении этих условий замена осуществляется с погрешностью не более 6% в расчетах понижений уровня воды. Изменяя величину погрешности, можно получить другие числовые значения критерия. По критерию Фурье можно оценить длительность периода нестационарной фильтрации и переход ее в стационарную. Для условий открытого пласта (с границей постоянного напора) этот период определяется по зависимости

$$t \geq 0,4 - 0,5 \frac{R_k^2}{a}, \quad (2.8)$$

где R_k — расстояние до контура от скважины или галереи ($R_k = L$).

В этом случае неустановившиеся уровень и дебит в любой точке кругового пласта при $\frac{r}{R_k} \leq 0,1$ и для плоско-параллельной фильтрации при $\frac{x}{L} \leq 0,75$ отличаются от соответствующих установившихся значений не более чем на 5—3%. Значения критериев для других типов фильтрации имеются в литературе [Аверьянов, 1956; Бочевер, 1968; Щелкачев, 1959].

2.3.2. Схематизация структуры и формы потока

Выполняется путем сведения пространственной фильтрации к более простой, например к плановой, плоско-вертикальной, либо к фрагменту с одномерной или радиальной фильтрацией. Схематизация заключается в уменьшении мерности потока, т. е. числа проекций вектора скорости фильтрации.

Упрощение выполняется путем: а) выбора соответствующей системы координат; б) неучета некоторых составляющих скорости фильтрации по координатам пространства; в) спрямления контуров внешних и внутренних границ; г) использования метода фильтрационных сопротивлений и введением в расчетную схему или модель показателей гидродинамического несовершенства дрен, рек $\Delta L_{нд}$ и скважин ϵ_n ; д) выделения фрагмента потока по принципу метода недеформируемых лент тока.

Значительные размеры изучаемой области по сравнению с мощностью водоносных комплексов почти всегда дают возможность пренебречь изменением скорости фильтрации по вертикали и от пространственной фильтра-

ции перейти к плановой. Спрямлением границ пласта удается плановую фильтрацию привести к плоско-параллельной, одномерной или радиальной.

Несовершенные границы, в том числе и несовершенные скважины, обуславливают формирование вблизи них пространственных потоков сложной структуры. Вводя в расчетные формулы показатели гидродинамического несовершенства, учитывают двухмерность потока в разрезе вблизи границ и задачу решают не как пространственную, а как планово-радиальную или одномерную. Для этого используется метод фильтрационных сопротивлений, применение которого подробно описано в работах В. М. Шестакова (1965), Ф. М. Бочевера (1968) и др.

Фрагментирование потока позволяет на основе анализа гидродинамической сетки в сложном потоке выделить типовую ленту тока или фрагмент потока, для которого и исследовать фильтрацию как одномерную.

Выбор соответствующей системы координат дает возможность существенно упрощать вид фильтрации. Так, например, пространственная в декартовой системе координат фильтрация к несовершенной скважине, вскрывающей коротким фильтром только самую верхнюю часть напорного горизонта, может рассматриваться как одномерная в сферической системе координат, а двухмерная в плане фильтрация к совершенной скважине приводится к одномерной, если рассматривается в радиальной системе координат.

2.3.3. Упрощение гидравлического состояния потока

Нередко в исследуемой области сочетаются зоны, содержащие грунтовые и напорные воды одновременно. Возникает вопрос о возможности схематизации потока и сведения его к какому-либо одному типу по гидравлическому состоянию. Универсальных критериев для этого нет, каждый раз выполняются специальные исследования.

2.3.4. Схематизация условий залегания водоупорного ложа и мощности пласта

Экспериментальный материал и расчеты показывают, что при уклонах водоупорного ложа, равных 0,001 и меньше, с достаточной для практики точностью можно считать его равным нулю. В остальных случаях используют схемы Н. Н. Павловского (1956), Н. К. Каменского (1943) при сложных изменениях — поток фрагментируется на участки с монотонным изменением уклона [Силин-Бекчурин, 1965].

Изменение мощности пласта либо аппроксимируется каким-нибудь математическим законом и сводится к схеме закономерного изменения, либо осредняется в пределах всего участка вычислением среднего арифметического значения, либо поток фрагментируется на участки с кусочно-постоянным ее значением. Осреднение обычно выполняется, если изменение мощности не превышает двух раз.

2.3.5. Схематизация основных источников формирования водного баланса пласта

Упрощение предполагает уменьшение числа источников формирования водного баланса в фильтрационной и модельной схемах путем установления между ними определенных соотношений или пренебрежения некоторыми в силу их малости.

Анализ может быть выполнен с помощью критериев подобия вертикального инфильтрационного и глубинного водообмена [Гавич, 1973; Гавич, Ленченко, 1977]. Они представляются в виде коэффициентов водообмена, показывающих соотношение средних значений вертикального и горизонтального расходов на выбранном участке пласта.

Для двух гидравлически связанных пластов коэффициент водообмена можно представить как

$$k_{\text{во}} = \frac{q_{\text{в}}}{q_{\text{г}}} = \frac{L^2}{B_0^2} \cdot \frac{\Delta H_0}{\Delta H} \quad \text{при } B_0 = \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}. \quad (2.9)$$

Здесь B_0 — параметр перетекания для двухпластовой системы; T , ΔH — средняя величина водопроводимости и разности уровней воды на участке пласта длиной L ; k_0 , m_0 — средние коэффициент фильтрации и мощности разделяющего слабопроницаемого слоя; ΔH_0 — средняя разность уровней основного и соседнего водоносных горизонтов, из которых идет перетекание на участке L .

При наличии инфильтрационного питания коэффициент водообмена имеет вид

$$k_{\text{во}} = \frac{q^{\text{W}}}{q_{\text{г}}} = \frac{1}{\Delta H} \cdot \frac{L^2}{B_{\text{W}}^2} \quad \text{при } B_{\text{W}} = \sqrt{\frac{T}{W}}. \quad (2.10)$$

Здесь B_{W} по аналогии может быть назван параметром инфильтрационного перетекания.

В зависимости от величины коэффициента вертикального водообмена водоносного горизонта можно при схематизации пласты приводить к таким типам расчетных схем или моделей:

- с горизонтальным водообменом, $K_{\text{во}} \leq 0,1$;
- с горизонтально-вертикальным водообменом, $10 > K_{\text{во}} > 0,1$;
- с активным вертикальным водообменом, $K_{\text{во}} \geq 10$.

Число действующих факторов можно уменьшить, объединив их воздействие и применив в расчетной схеме обобщенные параметры водопроводимости, обобщенные величины емкости или обобщенные внешние источники питания или разгрузки [Гавич, 1972; Бочевер, 1968 и др.].

2.3.6. Схематизация фильтрационной неоднородности

Выполняется на основе геолого-генетического анализа и использования различных критериев. При этом учитывается соотношение области воздействия опыта R_0 и размеров элементов неоднородности $R_{\text{н}}$. При разных соотношениях одна и та же среда может быть неоднородной и квази-однородной. Следуя М. В. Рацу (1973), мы предложили схему определения типа фильтрационной среды при схематизации коллекторских свойств пластов в зависимости от соотношения $R_0/R_{\text{н}}$, структура ее показана на рис. 2.7. Выделено три типа сред:

1. Неоднородная, $10^{-1} \leq \frac{R_0}{R_{\text{н}}} \leq 10^2$ (элементы неоднородности проявляются как низшая и эффективная неоднородность и показываются в схеме дифференцированно со своими значениями параметров).

2. Квазиоднородная, $(10^{-2} \div 10^{-1}) \geq \frac{R_0}{R_{\text{н}}} \geq (10^2 \div 10^3)$ (элементы неоднородности как самостоятельные не проявляются, параметры, их характеризующие, осредняются или представляются как закономерно изменяющиеся).

3. Однородная, $10^{-2} > \frac{R_0}{R_{\text{н}}} > 10^3$ (все элементы неоднородности всегда проявляются как высшая неоднородность и осредняются статистически).

Крупные элементы мега-, мезо- и макронеоднородности по отношению к сооружениям с небольшим радиусом влияния могут рассматриваться как квазиоднородные и однородные при условии, что сооружения не находятся вблизи их границ. Внутри этих элементов неоднородность более высокого порядка можно описать функцией распределения случайной или закономерной величины.

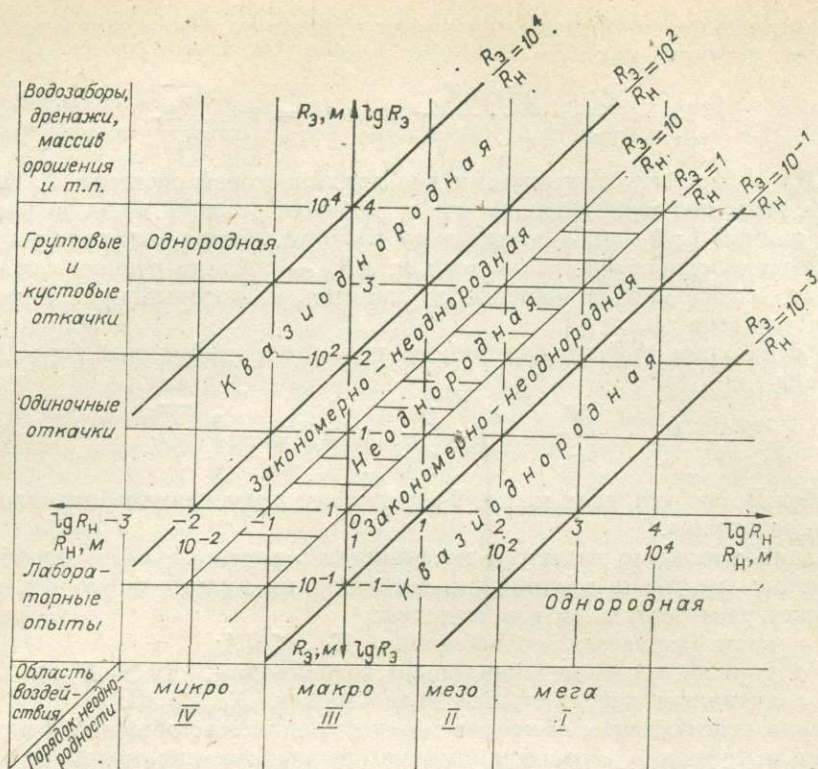


Рис. 2.7. Схема определения типов строения фильтрационной среды при схематизации коллекторских свойств пластов.

Для территории, однородной с геолого-генетических позиций, с развитием микронеоднородности при незакономерном ее проявлении и слабом воздействии на прогнозный процесс фильтрации возможно осреднение числовых характеристик параметров. При достаточном количестве их измерений можно применить статистический метод и вычислить средние статистические характеристики.

Следует подчеркнуть, что мезо- или макронеоднородность проявляются как закономерность в слоистых пластах, когда рассматривается изменчивость фильтрационных свойств в разрезе в целом и выделяются водоносные и слабопроницаемые пласты. Последние, в свою очередь, могут выступать как квазиоднородные или неоднородные фильтрационные среды. На это обращают внимание В. А. Мироненко и В. М. Шестаков (1978).

Можно предложить такую последовательность схематизации фильтрационных свойств исследуемой области и методику выбора типа расчетной схемы или модели по строению фильтрационной среды (применительно к выделенным водоносным и относительно водоупорным горизонтам или комплексам).

1. Изучается характер пространственной изменчивости фильтрационных и других свойств: на основании геолого-генетического и структурного анализов выявляются условия формирования отложений, устанавливаются главные факторы, влияющие на изменчивость этих свойств, определяются основные направления изменчивости, выделяются элементы неоднородности разных уровней, устанавливаются геометрические размеры ведущих элементов неоднородности и закономерность их размещения.

На основании близости литолого-фациального состава, общности геоморфологических и гидрогеологических условий выявляется наличие однородных в фильтрационном отношении элементов (зон).

2. Применительно к решаемой задаче определяются возможные размеры зон возмущения и путем сопоставления их с размерами ведущих элементов неоднородности (согласно вышеописанному и рис. 2.7) выбирается тип фильтрационной среды и путь ее схематизации.

3. Дальнейшее упрощение заключается в сведении неоднородной толщи к квазиоднородной. Это может быть выполнено двумя способами.

Первый применяется при небольшом количестве исходных параметров и заключается в использовании эмпирического критерия в виде соотношения коэффициентов фильтрации или водопроницаемостей

$$\frac{k_i}{k_{\min}} \text{ или } \frac{T_i}{T_{\min}} \leq 5 \div 10. \quad (2.11)$$

Если критерий выполняется, толща считается условно-однородной, и вычисляется среднеарифметическое или средневзвешенное значение параметра, которое и является расчетным для зоны.

Второй используется при достаточном объеме исходной информации. Он заключается в статистической проверке правомерности выделения зон, что можно сделать, руководствуясь, например, работами Бондарик Г. К., Иерусалимской Е. Н. (1975), Комарова И. С. (1972).

При слоистом строении пласта, если удовлетворяется критерий (2.12), можно вычислить средневзвешенный по мощности этих слоев коэффициент фильтрации с учетом направления движения воды относительно слоистости и тем самым свести неоднородную толщу к условно-однородной, воспользовавшись формулами (1.40).

В грунтовых водах при слоистом строении водоносного горизонта и горизонтальном водоупорном ложе для осреднения используется функция Гиринского [Гиринский, 1947]:

$$G \cong \sum_1^n k_i m_i (h - z_i). \quad (2.12)$$

Здесь h — уровень воды (общая мощность водоносных пород); z_i — расстояние от водоупорного ложа до середины слоя с i -м номером, коэффициентом фильтрации $k_i(z)$ и мощностью m_i .

Слоистый разрез приводится к гидравлически связанной многослойной системе, работающей по схеме Мятлева — Гиринского, если удовлетворяется критерий, предложенный Н. К. Гириным (1947) — соотношение коэффициентов фильтрации основного k и разделяющего k_p -пластов — и принят потом для аналогичных соотношений их водопроницаемостей в работах В. М. Шестакова (1973, 1979):

$$k_p < 0,05 \text{ или } k_p m_p < 0,05 T. \quad (2.13)$$

Он основан на допустимости погрешности в соотношении расходов этих пластов не более 5%.

Ф. М. Бочевер (1968) приводит несколько иное соотношение:

$$\frac{T}{k_p m_p} > 100 \div 150. \quad (2.14)$$

Исследованиями А. Ж. Муфтахова (1969) показано, что при двухслойном строении пласта и наличии инфильтрационного питания вместо критерия (2.11) может использоваться критерий

$$\frac{k}{k_p} \leq 20 \text{ или } \frac{T}{k_p m_p} \leq 20, \quad (2.15)$$

где k_p — коэффициент фильтрации верхнего суглинистого слоя. Выполнение условия (2.15) позволяет использовать метод виртуального осреднения проницаемости. При этом всегда наблюдается некоторое занижение прогнозных уровней грунтовых вод, но оно становится существенным, если соотношение оказывается > 20 . Если отношение становится > 50 , то справедлива предпосылка Мятлева — Гиринского, и в суглинистом слое

движение в основном происходит в вертикальном направлении; при превышении 100 нижний хорошо проницаемый слой начинает играть роль контура постоянного напора.

Все указанные критерии справедливы, если породы изотропны и относительная мощность двухслойного пласта \bar{h}_e равна

$$\bar{h}_e = \frac{h_e}{L} \leq 0,01 \div 0,05, \quad (2.16)$$

где h_e — начальная мощность пласта, включающая как нижний, так и обводненную часть верхнего суглинистого слоя.

Таким образом, в диапазоне

$$20 < \frac{k_n}{k_b} < 50, \quad (2.17)$$

использование осреднения коэффициентов фильтрации или предпосылки Мятлева — Гиринского недопустимо, так как поведение погрешностей неустойчиво, и следует конкретно исследовать каждый случай отдельно.

Как подтверждено А. Ж. Муфтаховым (1975), пренебрегать анизотропией и рассматривать пласт изотропным можно, если коэффициент анизотропии

$$\lambda > 0,75 - 0,8, \quad (2.18)$$

что соответствует соотношению коэффициентов по осям координат

$$\frac{K_z}{K_x} \leq 0,55 - 0,65. \quad (2.19)$$

4. При наличии тренда, а также геологических предпосылок закономерного изменения фильтрационных свойств в исследуемых пластах делается попытка подобрать математический закон, описывающий это изменение; схематизация заканчивается построением карт параметров на ЭВМ или вручную.

5. На основе полученных результатов и общего гидрогеологического анализа решается вопрос о выборе типа расчетной схемы (модели), которой будет аппроксимирован принятый тип фильтрационной среды.

В зависимости от исходной информации и степени неоднородности мы предлагаем построение трех типов схем (моделей): статистической, трендовой и комплексной. Характеристика предложенных типов моделей приведена в табл. 2.1. Статистическая модель строится в том случае, когда водоносные горизонты хорошо изучены, достаточно исходных данных для статистического осреднения параметров, зона влияния инженерного сооружения (откачки, фильтрации из канала и т. п.) больше размеров неоднородности высшего порядка (Ia) или соизмерима с размерами основных элементов неоднородности (Iб), а внутри последних нет заметных трендов. Границы таких элементов устанавливаются на основе геолого-структурных и литолого-фациальных карт. Наиболее вероятно построение статистической модели для одного литолого-генетического типа пород, представленного, например, однородными аллювиальными песками и т. п. Построение статистической модели имеет свои преимущества. Во-первых, упрощается структура модели и ускоряется процесс расчета; во-вторых, можно с вероятностных позиций оценить достоверность построенной схемы и полученных на ней прогнозных решений; в-третьих, получить достоверные интервалы расчетных параметров.

Основой трендовой и комплексной схем (моделей) являются карты параметров, которые строятся в пределах зон неоднородностей низшего порядка. Трендовая модель не содержит на площади зон со статистическими значениями параметров, в комплексной такие зоны могут быть. Геологической предпосылкой построения таких моделей служит наличие закономерного изменения фильтрационных свойств пород.

Заметим в заключение, что предложенное деление моделей на три типа полезно и при моделировании, и особенно при решении обратных задач.

Типы расчетных схем фильтрационной среды

Характер проявления фильтрационной неоднородности	Тип фильтрационной среды	Представление расчетных параметров в модели
<i>I. Статистическая модель</i>		
Ia Незакономерная микро- и макронеоднородность как высший порядок $10^{-2}-10^{-1}$ $\frac{R_a}{R_n} > 10^2 - 10^3$	Однородная или квазиоднородная	Средние статистические показатели для модели в целом, $\bar{U} \pm \sigma$
Ib Элементы низшего порядка $1 \leq \frac{R_a}{R_n} \leq 10$ с незаконмерным проявлением внутри микро- и макронеоднородности $10^{-1} > \left(\frac{R_a}{R_n}\right)_i > 10^1$	Кусочно-квазиоднородная	Средние статистические показатели для каждой из i -х зон, $\bar{U}_i \pm \sigma_i$
<i>II. Трендовая модель</i>		
IIa Закономерная эффективная мезо- и макронеоднородность при $10^{-1} \leq \frac{R_a}{R_n} \leq 10^2$	Упорядоченная неоднородность по какому-либо закону	Карты параметров в виде изолиний, $U=f(x, y)$
IIб Элементы низшего порядка $1 \leq \frac{R_a}{R_n} \leq 10$ с закономерным проявлением внутри мезо- и макронеоднородности $10^{-1} > \left(\frac{R_a}{R_n}\right)_i > 10^2$	Закономерно-неоднородная	Карты параметров в виде i -х зон и изолиний, $U_i=f(x, y)$
<i>III. Комплексная модель</i>		
Элементы низшего порядка $1 \leq \frac{R_a}{R_n} \leq 10$ с закономерным и незаконмерным проявлением мезо- и макронеоднородности как эффективной или высшего порядка $10^{-1} \geq \left(\frac{R_a}{R_n}\right)_i \geq 10^3$	Неоднородная или кусочно-неоднородная	Карты параметров в виде i -х зон и среднестатистическими и диапазонными значениями расчетных показателей, $\bar{U}_i \pm \sigma_i$ и $U_i^{**} \leq U_i \leq U_i^*$

Примечание. σ — среднеквадратичное отклонение, \bar{U} — среднее статистическое значение параметра, σ_i, \bar{U}_i — то же в пределах i -й зоны.

2.3.7. Схематизация границ, граничных условий и их воздействий

При гидрогеологических расчетах, выполняемых с применением аналогичных зависимостей, упрощение формы и числа действующих границ может быть значительным. При моделировании на сплошных моделях практически не требуется схематизации формы крупных границ. Метод сеток всегда приводит к необходимости схематизации внешних и внутренних границ в плане и разрезе, использование численных методов также требует упрощения сложных законов изменения граничных уровней или расходов на ступенчатые по временной координате.

Определение размеров необходимой области исследования (L) и предварительная оценка влияния внешних границ на изучаемый процесс вы-

полняются с использованием формул для приведенных $R_{пр}$ или условных R_y радиусов влияния [Бочев, 1968; Шестаков, 1979; Щелкачев, 1959].

По форме схематизированных границ выделяют: пласт-круг, пласт с одной прямолинейной границей, пласт-полосу (с двумя прямолинейными границами), пласт-квадрант (границы образуют прямой угол), пласт-угол и т. п.

При плоско-вертикальной фильтрации при схематизации действия границ в разрезе рассматривается влияние на поток водоупорного ложа и кровли водоносного горизонта. Подробно эти и аналогичные оценки рассматриваются в литературе [Маскет, 1949; Аравин, Нумеров, 1953; Шестаков, 1979; Бочев, 1968; и др.].

2.3.8. Схематизация начальных условий

К схематизации формы начальной пьезометрической поверхности прибегают редко, так как применяют метод суперпозиции и решают задачи при аналитических расчетах и с использованием моделирования для приращения уровней $\Delta H_{x,y,t}$ или величины понижений $S_{r,t}$.

Результатирующие прогнозные карты гидро- или пьезоизогипс для $\Delta H_{x,y,t}$ или $H_{r,t}$ строят согласно зависимостям

$$H_{x,y,t} = H_{e,x,y} + \Delta H_{x,y,t} \quad (2.20)$$

$$H_{r,t} = H_{e,r} - S_{r,t} \quad (2.20a)$$

где $H_{e,x,y}$, $H_{e,r}$ — начальное стационарное распределение пьезометрических уровней на изучаемой территории, сохраняющееся постоянным в течение всего прогнозного расчета, что свидетельствует о постоянстве действия факторов, определивших эту форму.

2.4. ПОСТРОЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ СХЕМ И ПРИНЦИПЫ ОБОСНОВАНИЯ ИХ ДОСТОВЕРНОСТИ

Завершив схематизацию гидрогеологических условий, составляют (в виде карты или разреза) расчетную схему, на которой отображают все принятые в расчет факторы. На рис. 2.8 показаны последовательность построения модели, макеты фильтрационной, расчетной и электрической схем для одного из объектов, оценка запасов по которому выполнялась с применением методов математического моделирования.

Принятые упрощения вносят погрешности в результаты прогнозных решений. Аналитически такие погрешности оценить трудно. Разрабатываются оценки точности определения точечных значений параметров по данным опытно-фильтрационных работ [Ильин, Чернышев и др., 1971; Мироненко, Шестаков, 1978; и др.], рассмотрены некоторые аспекты оценки суммарных погрешностей при обосновании достоверности гидрогеологических прогнозов в связи с оценкой запасов подземных вод [Язвин, 1972] и применительно к некоторым методам моделирования [Жернов, Шестаков, 1971; Жернов, Павловец, 1976; Гавич, 1970; Ситников, 1978; и др.].

Общее представление о достоверности выполненной схематизации и надежности построенной модели можно получить двумя путями. Первый хорошо известен и представляет собой решение обратных задач — эпигнозное моделирование [Лукнер, Шестаков, 1976; Гавич, 1972; Крашин, Пересунько, 1976; и др.]. Результатом его является воспроизведение на построенной модели уже имеющегося опыта эксплуатации инженерного сооружения и цикла наблюдений за режимом подземных вод в этих условиях. Степень близости модельной картины к натурной служит мерой адекватности модели исследуемому объекту и правомерности принятых при схематизации допущений. Второй путь, менее известный, — факторно-диапазонный анализ, при котором последовательно решением тестовых

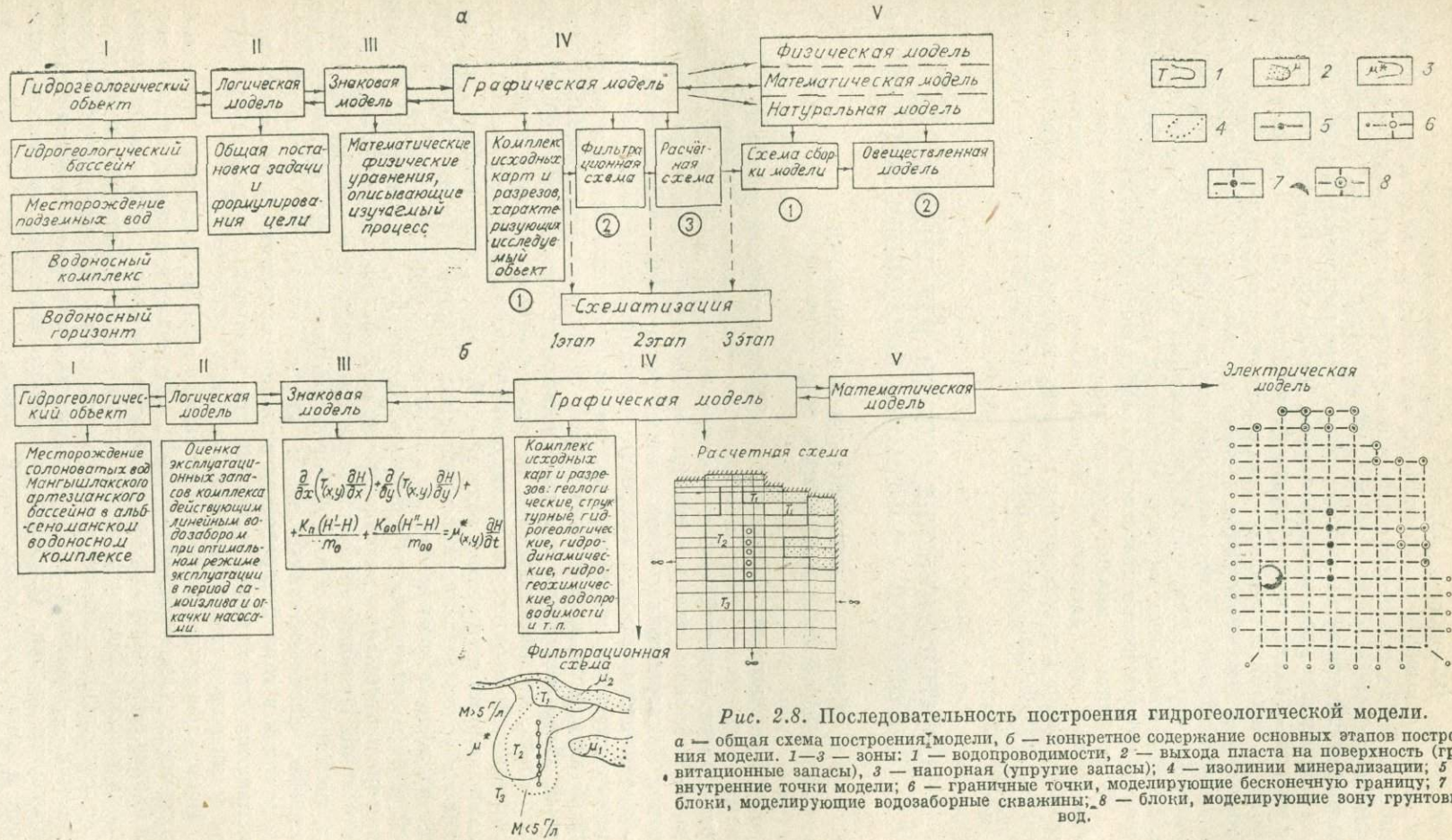


Рис. 2.8. Последовательность построения гидрогеологической модели.
 а — общая схема построения модели, б — конкретное содержание основных этапов построения модели. 1—3 — зоны: 1 — водопроницаемости, 2 — выхода пласта на поверхность (гравитационные запасы), 3 — напорная (упругие запасы); 4 — изолинии минерализации; 5 — внутренние точки модели; 6 — граничные точки, моделирующие бесконечную границу; 7 — блоки, моделирующие водозабортные скважины; 8 — блоки, моделирующие зону грунтовых вод.

задач оценивается каждое принятое допущение, а затем весь результат суммируется. По знаку и величине каждой погрешности и их сумме в целом делается вывод о правомерности выполненной схематизации [Гавич, Ленченко, 1977]. В качестве основного варианта рассматривается тот, в котором наиболее полно учтены все действующие факторы. Проверка выполненной схематизации тесно связана с типом строящейся схемы или модели в целом и ее целевым назначением. Можно сделать для одного района две модели — адекватную и инженерную [Гавич, 1973]. Обе могут гарантировать с заданной точностью прогнозное решение задачи, но будут иметь разное внутреннее содержание. Первая по своему «геологическому строению» весьма близка исследуемому объекту, а вторая похожа на него только в общих чертах. Для решения инженерных задач используются оба типа, при региональных гидрогеологических исследованиях, посвященных решению геологических проблем, целесообразно применять только первую.

Из сказанного можно сделать вывод, что проверка выполненной схематизации для адекватной модели включает оценку достоверности «геологической» близости модели и объекта и общую оценку надежности ее работы, инженерная модель оценивается практически только с позиций надежности.

3. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

3.1. ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При выводах основных дифференциальных уравнений фильтрации подземных вод принимаются следующие допущения. Во-первых, элементарный объем пласта постоянный и такой, что по сравнению с ним размеры пор и трещин горных пород во внимание не принимаются; фильтрационная среда в этом объеме статистически осредняется и обладает некоторыми постоянными средними параметрами, для которых известен переход к их значениям, характеризующим весь рассматриваемый объем пласта, в пределах которого исследуется фильтрация; элементарный объем бесконечно мал по отношению к рассматриваемой области фильтрации, но представительен по определенным для него свойствам и состояниям. Во-вторых, для исследуемой области справедлив закон Дарси; силами инерции и тяжестью воды пренебрегают и, как следствие, не учитывают в условиях залегания водоносных пластов углы их падения; при этом ось абсцисс совмещается не с плоскостью падения слоев, а с проекцией ее на горизонтальную плоскость. В-третьих, в исследуемой области движение непрерывно и в каждой точке этой области существует производная искомой функции по координатам пространства и времени. В-четвертых, фильтрация воды в горной породе рассматривается как независимое движение, физико-механические и физико-химические взаимодействия между водой и горной породой во внимание не принимаются. Последние учитываются как факторы движения при изучении процессов влагопереноса и миграции подземных вод.

Используются два подхода при выводе дифференциальных уравнений фильтрации: *балансовый* (физический), при котором рассматривается водный баланс выделенного элементарного объема пласта и его составляющие, и *аналитический* (математический), при котором дифференциальное уравнение фильтрации выводится из совместного рассмотрения трех частных уравнений — движения по Дарси, состояния фильтрационной среды и неразрывности потока. Основные уравнения движения выражают закон Дарси и имеют вид зависимостей (1.13).

В деформируемых породах закон движения воды учитывает перемещение минерального скелета [Мироненко, Шестаков, 1974; Огильви, 1974].

3.2. ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ СРЕДЫ

Широко используется расчетная модель фильтрации несжимаемой жидкости в недеформируемой (несжимаемой) среде; уравнениями состояния среды при этом являются

$$\rho = \text{const}, \quad n = \text{const}. \quad (3.1)$$

Нестационарная фильтрация, связанная с проявлением упругих свойств воды и породы, свойственна напорным водам. Для внутриводной жидкости, которая не сопротивляется сдвиговым деформациям, уравнение состояния, согласно закону Гука, связывает линейно-объемную деформацию и приращение гидростатического давления воды в порах:

$$\frac{d\rho}{\rho} = \beta_v dP. \quad (3.2)$$

Для скелета породы надо вводить два уравнения состояния: одно описывает изменение объема при всестороннем давлении, другое — под действием сдвигающих напряжений. Но, принимая уплотнение одномерным (компрессию), связь деформаций с напряжениями описывают одним уравнением состояния. Если считать деформации протекающими практически одновременно с приложением нагрузки σ_a , то уравнение состояния выражается зависимостью

$$d\epsilon_n = -a_c d\sigma_a, \quad (3.3)$$

где коэффициент сжимаемости a_c — функция эффективного напряжения σ_a , зависящая от знака приращения нагрузки. При небольших диапазонах изменения σ_a величина a_c считается постоянной, что отвечает модели линейно-деформируемой среды.

Согласно условию (1.28) изменения напряжений могут быть обусловлены либо переменностью общей нагрузки P_R , либо изменением нейтральных давлений P в результате фильтрационных процессов. В последнем случае принимается, что скелет успевает деформироваться без отставания от роста напряжений, а изменение порового пространства в процессе уплотнения определяется скоростью вытекания из него воды. В этом случае возможно использовать несколько иное выражение для закона Гука:

$$dn = \beta_c dP, \quad (3.4)$$

определяющее пропорциональное изменение пористости горной породы от изменения пластового давления воды. Если ползучестью скелета пренебречь нельзя, то в уравнении состояния скелета должен учитываться фактор времени [Мироненко, Шестаков, 1974].

В гетерогенных, слоистых или с двойной емкостью трещиноватых средах при их деформациях необходимо в общем случае рассматривать различные уравнения состояния для песчаных и глинистых слоев.

3.3. УРАВНЕНИЯ НЕРАЗРЫВНОСТИ ПОТОКА

Если выделить в водонасыщенных породах бесконечно малый элемент пространства (рис. 3.1) и рассмотреть его материальный баланс за бесконечно малое время dt , то, принимая, что суммарное изменение массы воды при прохождении потока по различным направлениям через рассматриваемый элемент должно компенсироваться изменением количества воды в нем (при отсутствии дополнительных внутренних источников и стоков), получаем уравнение неразрывности для жидкой фазы

$$\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z} = 0. \quad (3.5)$$

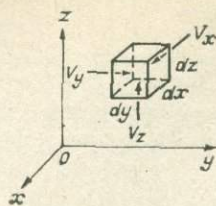


Рис. 3.1. Схема к выводу уравнения неразрывности.

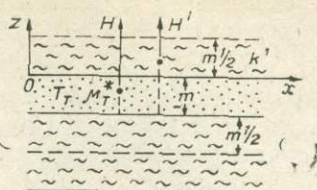


Рис. 3.2. Слоистая водоносная система, заменяющая гетерогенно-блоковую породу с двойной емкостью (по В. М. Шестакову).

В случае стационарного режима фильтрации при $\rho \neq \text{const}$, $\gamma \neq \text{const}$ уравнение (3.5) переходит в уравнение

$$\frac{\partial (\rho V_x)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho V_y)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho V_z)}{\partial z} = 0. \quad (3.6)$$

В гетерогенных системах уравнения неразрывности обычно составляются не для бесконечно малого элемента, а для некоторого типового макроэлемента, границы которого выбираются с учетом характера движения и положения границ разрыва однородности. Если, следуя В. М. Мироненко, В. М. Шестакову (1974), рассмотреть слоистую систему, то в этом случае уравнение неразрывности примет вид (рис. 3.2)

$$\frac{\partial (\gamma m V_x)}{\partial x} + \frac{\partial (\gamma m V_y)}{\partial y} + \frac{\partial (\gamma m P)}{\partial t} + \gamma (V_{zk}^0 - V_{zn}^0) = 0, \quad (3.7)$$

где V_{zk}^0 и V_{zn}^0 — нормальные напластованию скорости фильтрации в разделяющих слоях на их контактах с водоносным слоем в кровле и подошве.

Уравнение (3.7) может считаться справедливым и для среды с двойной емкостью, если представить ее равномерно-слоистым пластом (рис. 3.2), состоящим из хорошо проницаемых прослоев, имитирующих трещины, и слабопроницаемых прослоев, имитирующих пористые блоки [Мироненко, Шестаков, 1974; Шестаков, 1979].

3.4. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ УРАВНЕНИЯ ЖЕСТКОГО РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ

При жестком (неупругом) режиме фильтрации $\frac{\partial (\rho \rho)}{\partial t} = 0$. Тогда, считая поток однородным по составу и вынося ρ за знак производных по координатам, запишем уравнение (3.5)

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0. \quad (3.8)$$

Подставляя выражения для V_x , V_y и V_z из (1.13) в (3.8), получим искомого уравнение жесткого режима фильтрации

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) = 0, \quad (3.9)$$

которое относится к классу эллиптических уравнений математической физики.

В однородно-изотропных пластах, где величины $k_x = k_y = k_z = \text{const}$ и могут быть вынесены за знак производных, распределение напоров описывается уравнением Лапласа

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0, \quad (3.10)$$

где H — гармоническая или потенциальная функция.

В однородно-анизотропных пластах или при кусочном изменении проницаемости, когда величины k_x , k_y и k_z постоянны, но различны на отдельных участках, уравнение (3.9) примет вид

$$k_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (3.11)$$

и может быть приведено к уравнению Лапласа путем линейного преобразования координат. При замене x и y на координаты $x_0 = x \sqrt{\frac{k_z}{k_x}}$ и $y_0 = y \sqrt{\frac{k_z}{k_y}}$ при $\lambda_x^2 = \frac{k_x}{k_z}$, $\lambda_y^2 = \frac{k_y}{k_z}$, уравнение (3.11) обращается в уравнение Лапласа

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x_0^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y_0^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0. \quad (3.12)$$

Заметим, что при выводе уравнения Лапласа не накладывалось ограничение относительно стационарности течения, так что это уравнение описывает стационарный и нестационарный потоки, хотя в нем и отсутствуют временные производные.

Аналитические решения уравнения Лапласа основаны на использовании методов теории поля, в частности, для плоских фильтрационных потоков используется метод конформных отображений, базирующийся на теории функции комплексного переменного [Полубаринова-Кочина, 1952, 1977; Павловский, 1956].

3.5. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ УРАВНЕНИЯ УПРУГОГО РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ

Уравнения состояния фильтрационной среды для упруго-деформируемого порового или трещинного пространства описываются зависимостью (3.4), а для сжимаемой внутрипоровой воды — (3.2), что подтверждает справедливость закона Гука для всей среды в целом. При этом водоносные породы обладают относительно высокой проницаемостью, и поэтому допустимо пренебречь скоростью перемещения скелета по сравнению со скоростью фильтрации, и, следовательно, вместо закона Дарси — Герсеванова можно рассматривать в качестве основного уравнения движения закон Дарси по (1.13). Примем плотность изменяющейся от ρ_0 до ρ , что отвечает изменению пластового давления от P_0 до P . Интегрируя уравнение (3.2) в указанных пределах, потенцируя полученное выражение и раскладывая его в ряд по степеням экспоненты, можно, как показано В. Н. Щелкачевым (1959), в пределах изменения давления от 0 до 100 атм с достаточной для практики точностью отбросить в полученном ряду все члены, кроме первых двух, и тогда изменение плотности будет пропорционально пластовому давлению:

$$\rho \cong \rho_0 [1 + \beta_v (P - P_v)]. \quad (3.13)$$

Перепишем уравнение неразрывности (3.5) в таком виде:

$$\frac{\partial (\rho V_x)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho V_y)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho V_z)}{\partial z} = - \left(n \frac{\partial P}{\partial t} + \rho \frac{\partial n}{\partial t} \right). \quad (3.14)$$

Используем зависимости (1.2) и (1.13), связывающие скорость фильтрации с напором и давлением при условии, что $dH = dP$ при $\gamma = 1$, $z = 0$, а также уравнения (3.2), (3.4), (3.13), связывающие плотность и пористость с давлением. Находя от последних частные дифференциалы по времени и координатам и подставляя упомянутые выше зависимости в уравнение (3.14), после преобразований при условии $\rho \approx \rho_0$ будем иметь

$$k \left(\frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \right) = (n\beta_v + \beta_c) \frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (3.15)$$

Коэффициент, стоящий справа в уравнении (3.15), В. Н. Щелкачев (1959) назвал коэффициентом упругоэластичности пласта β^* :

$$\beta^* = n\beta_v + \beta_c. \quad (3.16)$$

Имея в виду зависимости (3.13) и (3.16) и связь давления с пьезометрическим напором, получим

$$\frac{k}{\beta^*} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (3.17)$$

Используя по В. Н. Щелкачеву (1959) понятие коэффициента пьезопроводности $a^* = \frac{k}{\beta^*}$, основное дифференциальное уравнение, описывающее упругую фильтрацию в напорном водоносном горизонте, запишем:

$$a^* \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (3.18)$$

С учетом только упругих свойств воды оно было впервые приведено и исследовано в работах Ч. Тейса [Theis, 1935].

Принимая мощность пласта равной m и имея в виду, что $\mu^* = m\beta^*\gamma$, получим при $\gamma = 1$ основное дифференциальное уравнение упругой плановой фильтрации в напорном водоносном горизонте

$$a^* \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{при} \quad a^* = \frac{T}{\mu^*}. \quad (3.19)$$

Уравнение (3.19) соответствует широко используемому в математической физике уравнению Фурье. Оно линейно относительно параметра a^* , но в точной постановке будет нелинейным, так как величина коэффициента пьезопроводности в общем случае зависит от изменения пластового давления и свойства самих коэффициентов β_v , β_c меняются от давления.

Рассматривая вместо плотности ρ изменение объемного веса воды γ , можно получить уравнение (3.19), где [Мироненко, Шестаков, 1974]:

$$a^* = \frac{k}{\eta^*} = \frac{k(1+\varepsilon)}{\gamma(\varepsilon/E_v + a_c)} = \frac{T}{\mu^*}. \quad (3.20)$$

Здесь $\mu^* = \eta^* \cdot m$ — упругая водоотдача пласта, η^* определен по (1.34).

Приведенные уравнения могут быть модифицированы с целью учета изменения общей нагрузки P_K на кровлю водоносного пласта [Гавич, 1973; Шестаков, 1965].

При слабой проницаемости пород часто недопустимо пренебрегать скоростью деформирования скелета (в сравнении со скоростью фильтрации) и полагать коэффициент сжимаемости постоянным. Вывод соответствующих уравнений фильтрации рассматривается в работе В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1974).

Для гетерогенной, т. е. слоистой, водоносной толщи, в которой можно считать выполненными предпосылки перетекания, уравнение неразрывности для макроэлемента описывается формулой (3.7). Переходя к напорам, аналогично предыдущему получим

$$\mu^* \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) - V_{zh}^0 + V_{zn}^0, \quad (3.21)$$

где

$$V_{zh}^0 = -k_h \frac{\partial H_h}{\partial z} \Big|_{z=m}; \quad V_{zn}^0 = -k_n \frac{\partial H_n}{\partial z} \Big|_{z=0}. \quad (3.22)$$

Здесь H_h и H_n — напоры в верхнем и нижнем разделяющих слоях, которые при выполнении предпосылок перетекания подчиняются уравнениям одномерной фильтрации:

$$\frac{\partial H_h}{\partial t} = a_h^* \frac{\partial^2 H_h}{\partial z^2}; \quad \frac{\partial H_n}{\partial t} = a_n^* \frac{\partial^2 H_n}{\partial z^2}. \quad (3.23)$$

Система уравнений, учитывающих перетекание в слоистых толщах, в общем случае оказывается достаточно сложной. Поэтому на практике обычно принимаются те или иные допущения [Бочевер, 1968; Бочевер и др., 1969]. Если отдельные слои несжимаемы, то уравнения (3.22) упрощаются:

$$V_{zh}^0 = V_{zh} = k_h \frac{H - H_I}{m_h}; \quad V_{zn}^0 = V_{zn} = k_n \frac{H_{II} - H}{m_n}. \quad (3.24)$$

Если уровни в смежных водоносных горизонтах H_I, H_{II} можно считать не зависящими от перетекания, условия на внешних границах отдельных слоев принимают вид

$$H_k|_{z=m+m_k} = H_I = \text{const}; \quad H_n|_{z=-m_n} = H_{II} = \text{const}, \quad (3.25)$$

то упомянутая система сводится к одному уравнению

$$\mu^* \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + k_h \frac{H_I - H}{m_h} + k_n \frac{H_{II} - H}{m_n}. \quad (3.26)$$

Аналогично могут быть рассмотрены особенности упругой фильтрации в породах с двойной емкостью, где сжатие пористых блоков и изменения напоров в них идут с заметным отставанием от изменения напоров в трещинах и роста депрессионной нагрузки. Особенности этого процесса хорошо видны, если представить пласт с двойной емкостью равномерно слоистым пластом. Тогда, как показано В. М. Шестаковым (1979), в соответствии с (3.21) плановая фильтрация через характерный элемент такого пласта (рис. 3.2) определяется уравнением

$$\mu_T^* \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xT} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yT} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + 2k' \frac{\partial H'}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad (3.27)$$

где индекс относится к пористым блокам, μ_T^* и T_T — упругая водоотдача и проводимость слоев, имитирующих трещины.

Для напора H' выполняются соотношения

$$\frac{\partial H'}{\partial t} = a^{*'} \frac{\partial^2 H'}{\partial z^2}; \quad H'|_{z=0} = H, \quad \frac{\partial H'}{\partial z} \Big|_{z=m'/2} = 0, \quad (3.28)$$

где $a^{*'} = k' \eta^{*'}$ ($\eta^{*'}$ — упругоёмкость пород пористых блоков).

При квазистационарном режиме фильтрации в пористых блоках $\frac{\partial H'}{\partial z} = 2 \frac{H'_e - H}{m'}$, так что

$$\mu_T^* \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xT} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yT} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{4k'}{m'} (H'_e - H), \quad (3.29)$$

где H'_e — напор в середине пористого блока, описываемый балансовым уравнением:

$$\eta^{*'} \frac{m}{2} \frac{\partial H'_e}{\partial t} = 2k' \frac{H - H'_e}{m'}, \quad (3.30)$$

или

$$\frac{\partial H'_e}{\partial t} = v^* (H - H'_e), \quad (3.31)$$

где

$$v^* = 4 \frac{a^{*'}}{(m')^2}. \quad (3.32)$$

Ввиду того, что с уменьшением m' и возрастанием $a^{*'}$ увеличивается скорость протекания процессов в пористых блоках, величину v^* можно рассматривать как особый параметр этой скорости внутреннего перетекания, при $v^* \rightarrow \infty$ имеем обычную пористую среду.

Более сложные случаи фильтрации рассматриваются в работах Я. Бэра с соавторами (1971), В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1974).

3.6. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ УРАВНЕНИЕ ПЛАНОВОГО БЕЗНАПОРНОГО ПОТОКА

Если рассмотреть водный баланс бесконечно малого элемента одномерного потока длиной dx , высотой, равной мощности пласта h , с наличием инфильтрационного питания интенсивностью W (рис. 3.3), то можно получить балансовое уравнение

$$\mu \frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} + W. \quad (3.33)$$

Полагая справедливой предпосылку Дюпюи и принимая расход равным

$$q_x = - kh \frac{\partial H}{\partial x}, \quad (3.34)$$

после подстановки (3.34) в (3.33) получим дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(kh \frac{\partial H}{\partial x} \right) + W = \mu \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (3.35)$$

которое впервые предложил Ж. Буссинеск, считая $W = 0$. Уравнение (3.35) нелинейное, и для практического использования его линеаризируют двумя путями. По предложению Ж. Буссинеска осредняют глубину потока h при условии, что ее изменения не превышают $0,2 h_0$ (начальной мощности). Считают ее равной среднеарифметической из максимальной и минимальной величин. Тогда, вынося h_{cp} из-под знака производной, получают

$$a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{W}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{при } a = \frac{kh_{cp}}{\mu} = \frac{T}{\mu}. \quad (3.36)$$

Уравнение (3.36) аналогично уравнению теплопроводности, для которого хорошо разработан математический аппарат решения [Лыков, 1967; Развитие..., 1969].

Другой способ линеаризации по Багрову — Веригину предполагает использование преобразования $\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{2h} \frac{\partial H^2}{\partial t}$ и напорной функции $U = 0,5 h^2$, с помощью которых уравнение при горизонтальном водоупорном ложе

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \cdot h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.37)$$

преобразуется к виду

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{W}{k} = \frac{1}{a} \frac{\partial U}{\partial t} \quad \text{при } a = \frac{k \cdot h^S}{\mu}, \quad (3.38)$$

где h^S — некоторым образом осредненная глубина, определяемая согласно рекомендациям С. К. Абрамова с соавторами (1960). Подобный вывод уравнений для двухслойного строения пластов и другие случаи рассматриваются в работах В. М. Шестакова (1965, 1979).

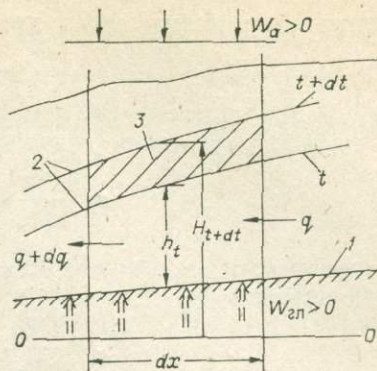
3.7. СВОЙСТВА ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ РЕШЕНИЯ

3.7.1. Свойства дифференциальных уравнений

Важными свойствами дифференциальных уравнений являются: а) их универсальность, выражающаяся в общих закономерностях, присущих целому классу подобных или аналогичных процессов, б) для линеаризованных уравнений — возможность нахождения сложных решений дифференциального уравнения в виде суммы частных решений. Пер-

Рис. 3.3. Бесконечно малый элемент грунтового потока (к выводу уравнения Буссинеска).

1 — водоупор; 2 — свободная поверхность; 3 — изменение запасов воды в элементе.



вое свойство устанавливает математическое сходство гидрогеологических процессов со многими другими, имеющими иное физическое содержание. Это позволяет переносить выявленные для этих процессов закономерности на аналогичные гидрогеологические, не ставя для этого специальных физических исследований. На этом же сходстве основаны все методы математического моделирования, в которых изучение гидрогеологических процессов заменяется исследованием аналогичных, воспроизводимых в лабораторных условиях значительно проще.

Математическое сходство определяется тем, что любое дифференциальное уравнение может быть приведено к безразмерному виду, и для него получены основные критерии, характеризующие внутренний механизм процесса, описываемого этим уравнением.

Приведем дифференциальное уравнение плановой нестационарной фильтрации подземных вод

$$a \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial H}{\partial t} \quad (3.39)$$

к безразмерному виду. Для этого введем такие безразмерные характеристики:

$$\bar{H} = \frac{H}{H_0}; \quad \bar{x} = \frac{x}{L}; \quad \bar{y} = \frac{y}{L}; \quad \bar{t} = \frac{t}{\tau}, \quad (3.40)$$

где H_0 — характерный уровень, например приращение уровня на одной из границ исследуемого потока; L — характерный линейный размер, в частности длина исследуемого потока; τ — характерное время, оценивающее скорость развития нестационарного процесса и его стремление к стабилизации. По предложению С. Ф. Аверьянова (1956) τ было названо временем стабилизации процесса и определено как

$$\tau = \frac{L^2}{a}. \quad (3.41)$$

Подставив (3.40) в (3.39), получим обобщенное дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{x}^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{y}^2} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial \bar{t}}, \quad (3.42)$$

характеризующее изменение некоторой функции \bar{H} от безразмерных координат пространства \bar{x} , \bar{y} и безразмерного времени \bar{t} , равного с учетом (3.41)

$$\bar{t} = \frac{at}{L^2}, \quad (3.43)$$

где \bar{t} — известный критерий Фурье, в данном случае критерий нестационарного процесса фильтрации, обычно обозначаемый как

$$F = \frac{at}{L^2}. \quad (3.44)$$

Используя общую теорию подобия [Седов, 1965; Гухман, 1973], уравнение (3.42) можно переписать как критериальное уравнение, устанавливающее связь искомой функции \bar{H} с основными определяющими ее изме-

нение критериями этого процесса:

$$\bar{H} = f(\bar{x}, \bar{y}, F_0). \quad (3.45)$$

Если записать дифференциальное уравнение процесса фильтрации с инфильтрационным водообменом в виде

$$a \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + \frac{W_a}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (3.46)$$

то, вводя эти же безразмерные характеристики (3.40) и новую безразмерную величину

$$\bar{W}_a = \frac{W_a}{W_0} \quad \text{при} \quad W_0 = \frac{\mu H_0}{\tau} = \frac{H_0 T}{L^2}, \quad (3.47)$$

можно уравнение (3.46) привести к виду

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{x}^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{y}^2} + \bar{W}_a = \frac{\partial \bar{H}}{\partial \bar{t}}. \quad (3.48)$$

Величина \bar{W}_a есть критерий, характеризующий процесс с вертикальным обменом, т. е. внешними источниками или стоками. Этот критерий применительно к процессам фильтрации подземных вод был назван С. Ф. Аверьяновым (1956) критерием инфильтрационного водообмена. Действительно, величина \bar{W}_a согласно (3.47) может быть представлена как

$$\bar{W}_a = \frac{W_a L^2}{H_0 T}, \quad (3.49)$$

где числитель интерпретируется как расход потока с интенсивностью W_a , поступающий на единичную площадь длиной L , а знаменатель — как некоторый расход, идущий в горизонтальном направлении в пласте с водопроводимостью T под средним градиентом $\frac{H_0}{L}$.

Таким образом, критерий \bar{W}_a характеризует соотношение двух расходов и долю участия каждого в формировании общего водного баланса потока. В общем виде критериальное уравнение для процесса с внешними источниками и стоками можно записать

$$\bar{H} = f(\bar{x}, \bar{y}, F_0, \bar{W}). \quad (3.50)$$

Для наиболее распространенной схемы многопластовой системы, когда основной пласт (H) связан с одним из соседних питающих его горизонтов, в котором уровень принимается неизменным (H'), а разделяющий слой с параметрами k_0, m_0 не обладает емкостью ($\mu_0 = 0$), фильтрация описывается уравнением

$$a \left(\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{x}^2} + \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{y}^2} \right) + \frac{k_0}{m_0 \mu} (H' - H) = \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (3.51)$$

Используя (3.40) и (3.41), после подстановки в (3.51) и преобразования получим обобщенное уравнение

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{x}^2} = \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial \bar{y}^2} + \bar{W}_{\text{гл}} \Delta \bar{H} = \frac{\partial \bar{H}}{\partial \bar{t}}, \quad (3.52)$$

в котором появился критерий $\bar{W}_{\text{гл}}$, определяемый как

$$\bar{W}_{\text{гл}} = \frac{L^2}{B^2} = \frac{L^2 k_0}{T m_0}, \quad (3.53)$$

где B — есть известный параметр перетекания

$$B = \sqrt{\frac{T m_0}{k_0}}. \quad (3.54)$$

Критерий $\bar{W}_{\text{гл}}$ может быть назван критерием глубинного водообмена и характеризует соотношение расходов в горизонтальном $T \frac{H}{L}$ и вертикальном $\left(K_0 \frac{H}{m_0} L\right)$ направлениях на участке длиной L при одинаковых H . Критериальное уравнение примет вид

$$\bar{H} = f(\bar{x}, \bar{y}, F_0, \bar{W}_{\text{гл}}, \Delta \bar{H}). \quad (3.55)$$

Увеличение количества пластов во взаимодействующей системе не изменяет вида критерия (3.53), увеличивается только число параметров пропорционально количеству гидравлически связанных пластов [Гавич, 1973].

Дифференциальное уравнение в детерминированном виде выражает функциональную зависимость между искомой функцией H и влияющими на нее параметрами, входящими в это уравнение. Эта связь находится решением дифференциального уравнения при наличии к нему условий однозначности. Критериальный вид показывает, что в принципе связь может быть стохастической, так как при переходе к такому виду не вводилось никаких ограничений на вид функции f . Конкретное ее выражение для критериального уравнения можно искать с использованием вероятностно-статистических методов, считая \bar{H} случайной величиной или случайной функцией, либо находить экспериментально, применяя известные методы математического моделирования и разнообразные аналоговые, цифровые или аналого-цифровые вычислительные комплексы. В последнее время совместно используют вероятностно-статистические методы и математическое моделирование для выявления вида связи f в зависимости от принятого числа факторов и заданного диапазона их изменения, определяемого исследуемой гидрогеологической обстановкой. Такой комплексный метод получил название факторно-диапазонной оценки или факторно-диапазонного анализа. Он применяется как разведочное моделирование или разведочные расчеты [Гавич, Шестаков, 1975].

Второе свойство дифференциальных уравнений, по которому сумма частных их решений является решением данных уравнений, дает возможность использовать метод суперпозиции или сложения фильтрационных течений. На основе этого свойства сложные начальные условия $H_{e,x,y}$, если они не изменяются в течение всего расчетного периода, могут быть учтены без конкретного ввода их в замкнутую систему по зависимости (2.20) или (2.20а), так как $\partial(H_{x,y,t}) = \partial(\Delta H_{x,y,t})$ при $H_{e,x,y} = \text{const}$.

На принципе сложения фильтрационных полей базируется возможность искать сложное решение задачи как сумму более простых, в которых соблюдаются по частям все принятые в общей постановке граничные условия [Лыков, 1967; и др.].

3.7.2. Основы моделирования

Критериальные уравнения (3.45), (3.50), (3.55) и другие используются как теоретическая основа методов моделирования, так как критерии, входящие в эти уравнения, определяют необходимые и достаточные условия для воспроизведения на модели исследуемого натурального процесса. Идентичность критериев — комплексов типа (3.44), (3.49), (3.53) для натурального и аналогичного ему процесса на модели — позволяет преобразовать их в так называемые уравнения связи масштабных коэффициентов, по которым устанавливается математическая связь между масштабными коэффициентами, характеризующими соотношение аналогичных величин в натуре и на модели, и вычисляются некоторые из них при произвольном задании остальных.

Действительно, если принять, что процесс фильтрации, описываемый уравнением (3.45), тождественно воспроизводится на электрической модели, то для нее должно быть справедливо аналогичное уравнение и

при этом должно выполняться равенство всех критериев, входящих в эти уравнения, и в том числе критериев Фурье, связывающих между собой основные параметры этих процессов. Тогда для модели уравнение (3.45) принимает вид

$$\bar{U} = f(\bar{x}_0, \bar{y}_0, \bar{F}_{00}), \quad (3.56)$$

где \bar{U} — безразмерное выражение для электрического потенциала, \bar{x}_0, \bar{y}_0 — безразмерные координаты пространства в электрической области, а \bar{F}_{00} — критерий Фурье, включающий, по типу (3.44) характеристики электрической среды:

$$F_{00} = \frac{a_0 t_0}{L_0^2}. \quad (3.57)$$

По условию тождественности $F_0 = F_0$ и, следовательно,

$$\frac{at}{L^2} = \frac{a_0 t_0}{L_0^2}. \quad (3.57a)$$

Введя масштабные соотношения $\alpha_a = \frac{a}{a_0}$, $\alpha_t = \frac{t}{t_0}$, $\alpha_L = \frac{L}{L_0}$, получим из (3.57a) уравнение их связи

$$\frac{\alpha_a \alpha_t}{L_0^2} = 1. \quad (3.58)$$

Имея в виду, что для единичного потока (площадь в плане Δx^2) фильтрационное сопротивление $\Phi = \frac{1}{T}$, а общая емкость $c = \Delta x^2 \mu$, можно зависимость (3.58) переписать в виде уравнения

$$\alpha_\Phi \alpha_c = \alpha_t, \quad (3.59)$$

которое широко известно в моделировании [Жернов, Шестаков, 1971; Галич, 1978; Карлюс, 1962] как одно из основных уравнений связи для определения масштаба времени α_t , если заданы произвольно масштабы сопротивлений α_Φ и емкости α_c .

3.7.3. Основные методы решения дифференциальных уравнений

Для исследования конкретного процесса фильтрации необходимо составить замкнутую систему уравнений, которая обеспечит получение единственного решения дифференциального уравнения. Для этого надо записать условия однозначности решения или дополнительные условия, включающие: а) характеристику геометрических размеров исследуемой области фильтрации; б) характеристику строения фильтрационной среды и числовые или функциональные значения ее физических параметров; в) исходные граничные условия; г) при нестационарной фильтрации начальные условия, описывающие форму пьезометрической поверхности в момент времени, принятый за начало отсчета.

Для решения дифференциальных уравнений фильтрации привлекается разнообразный математический аппарат. Для относительно простых гидрогеологических условий получают решения строгими гидромеханическими или аналитическими способами. Во многих случаях используют приближенные методы: гидравлические, численные, метод фрагментирования и др. В сложных гидрогеологических условиях, когда аналитические методы решения применить трудно или невозможно, используют моделирование.

3.8. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ В КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЯХ

Численные методы активно используются для решения различных гидрогеологических задач. Этим методам посвящена большая литература как математическая [Самарский, 1971; Рихтмайер, Мартисон, 1972], так и гидрогеологическая [Каменский и др., 1960а; Каменский, 1943; Киселев, 1975; Лебедев, Ярцева, 1967; Шестаков, 1965, 1973 и др.]. Численные методы являются одним из основных разделов вычислительной математики, так как на принципе метода сеток (замены дифференциальных уравнений их конечно-разностными аналогами) построена работа большинства аналоговых и цифровых вычислительных машин. Впервые метод конечных разностей использован для решения гидрогеологических задач Г. Н. Каменским (1943), которым была разработана гидрогеологическая теория метода и дана методика решения прогнозных задач применительно к исследованию подпора грунтовых вод, водопритока к шахтам и обратных задач с целью определения инфильтрационного питания и водоотдачи. Этот метод позднее был применен Н. К. Гириным (1947) для решения задач водопритока к скважинам, а затем получил развитие в 60-е годы в работах В. М. Шестакова (1965, 1979). Для изучения подпора грунтовых вод и фильтрации из водохранилищ, а также определения различных параметров метод был применен и развит в работах М. А. Вевировской, Н. Н. Биндемана, А. В. Лебедева, И. К. Гавич, С. М. Семенов, Н. А. Мясниковой и многих других. В настоящее время численные методы совершенствуются и развиваются [Шестаков, 1979; Лебедев, 1976; Ситников, 1978; и др.]. В последние годы развивается метод конечных элементов [Зенкевич, 1975; Лукнер, Шестаков, 1976.]

Выделив балансовый участок длиной $\Delta x = \frac{\Delta x_{1-2} + \Delta x_{2-3}}{2}$ и рассмотрев изменение водного баланса потока за время Δt под влиянием горизонтального $\Delta q = q_{\text{пр}} - q_{\text{от}}$ и вертикального $\Delta q^W = \Delta x \cdot W$ водообмена, будем иметь в общем виде уравнение в конечных разностях (рис. 3.4):

$$\pm \frac{q_{\text{пр}} - q_{\text{от}}}{\Delta x} \pm W = \pm \mu \frac{\Delta H_2}{\Delta t}. \quad (3.60)$$

При монотонном изменении уровней воды в сечениях 1, 2, 3 расход определяется по Дарси:

$$q_{\text{пр}} = k_{2-3} h_{2-3,S} \frac{H_{3,S} - H_{2,S}}{\Delta x_{2-3}}; q_{\text{от}} = k_{1-2} h_{1-2,S} \frac{H_{2,S} - H_{1,S}}{\Delta x_{1-2}}, \quad (3.61)$$

где h , H — значения мощностей и отметок уровней воды на начало (индекс S) интервала Δt . Величина W в уравнении (3.60) представляет собой результирующую за Δt интенсивность водообмена и может быть при необходимости разделена на две составляющие:

$$W = W_a \pm W_{\text{гл}}, \quad (3.62)$$

первая W_a — результирующая инфильтрационного водообмена, вторая $W_{\text{гл}}$ — результирующая глубинного водообмена при наличии перетекания.

Правая часть уравнения (3.60) характеризует осредненное изменение запасов воды в выделенном элементе при изменении уровня воды в среднем сечении за время Δt :

$$\Delta H_2 = H_{2,S+\Delta t} - H_{2,S}. \quad (3.63)$$

Подставив (3.61), (3.63) в (3.60), получим развернутый вид уравнения в конечных разностях, характеризующего, по определению Г. Н. Каменского (1943), гидродинамическую связь режима колебаний уровня подземных вод с водным балансом потока:

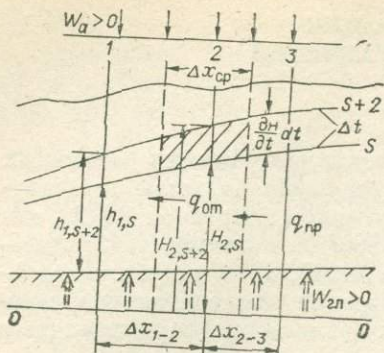


Рис. 3.4. Схема к выводу уравнения в конечных разностях (по Г. Н. Каменскому).

$$\begin{aligned}
 & k_{2-3} h_{2-3, S} \frac{H_{3, S} - H_{2, S}}{\Delta x_{2-3}} - \\
 & - k_{1-2} h_{1-2, S} \frac{H_{2, S} - H_{1, S}}{\Delta x_{1-2}} \pm \\
 & \pm W \Delta x = \pm \mu \Delta x \frac{H_{2, S+2} - H_{2, S}}{\Delta t}. \quad (3.64)
 \end{aligned}$$

Уравнение (3.64) — аналог нелинейного дифференциального уравнения Буссинеска (3.38). Если фильтрационные свойства постоянные, $k_{2-3} h_{2-3, S} \approx k_{1-2} h_{1-2, S} \approx T$ и $\Delta x_{2-3} = \Delta x_{1-2} = \Delta x$, уравнение (3.64) линеаризуется и становится аналогом дифференциального уравнения теплопроводности (3.36):

$$\frac{T}{\mu} \left(\frac{H_{3, S} - 2H_{2, S} + H_{1, S}}{\Delta x^2} \right) \pm \frac{W}{\mu} = \frac{H_{2, S+2} - H_{2, S}}{\Delta t}. \quad (3.65)$$

С математических, вычислительных, позиций уравнение (3.65) представляет собой разностную схему, которая носит название явной и позволяет по известным на начало времени Δt отметкам уровней воды, заданным параметрам среды и интенсивности результирующего вертикального водообмена найти непосредственно из (3.65) значение уровня воды в среднем из трех сечений на конец периода времени Δt , т. е. $H_{2, S+2}$, что отвечает смыслу решения задачи прогноза. В неявных схемах значения $H_{i, S+2}$ находятся решением системы уравнений типа (3.64) или (3.65), записанных для всех узловых точек сетки с использованием отметок уровней воды на конец расчетного интервала Δt .

Из теории разностных методов известно, что явные схемы неустойчивы в решении, могут накапливать в себе погрешности счета; неявные схемы устойчивы. Кроме того, как видно из изложенного, разностное решение всегда содержит погрешность, связанную с переходом от дифференциального представления баланса элемента потока к его конечно-разностному аналогу, что вызывает необходимость исследовать условия сходности результатов решения, полученных на основе конечно-разностных и дифференциальных уравнений. Этот вопрос подробно освещается в литературе [Самарский, 1971; Рихтмайер, Мартисон, 1972].

При использовании уравнений (3.60), (3.64) или (3.65) для оценки элементов водного баланса потока и определения гидрогеологических параметров пласта по данным наблюдений за режимом подземных вод в них вместо значений мощностей h_S и уровней H_S принимают значения, определенные на середину интервала времени, т. е. h_{S+1} , H_{S+1} . Уравнения в конечных разностях для двухслойного строения пласта, а также для плановой фильтрации в однородной и двухслойной толщах рассматриваются в работах Г. Н. Каменского, А. В. Лебедева, А. И. Силина-Бекчурина, Н. А. Мясниковой и др. Несколько иная модификация уравнения в конечных разностях исследуется в работах П. А. Киселева (1975).

3.9. ПРЯМЫЕ И ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ

Все разнообразие гидрогеологических задач, решаемых с применением различных методов и уравнений динамики подземных вод, делят на две большие группы: прямые и обратные.

3.9.1. Прямые задачи

К прямым относят задачи, целью которых является определение числовых значений основных гидродинамических функций H и Q в заданных координатах пространства и времени. При этом известны зна-

чения гидрогеологических параметров среды, величины интенсивности вертикального обмена, граничные и начальные условия.

Прямые задачи по назначению условно можно подразделить на инженерные и общегеологические. Цель первых состоит в количественной оценке будущих изменений в гидрогеологической обстановке под влиянием возведения и работы инженерных сооружений, т. е. по содержанию это — прогнозные задачи.

Общегеологические задачи связаны главным образом с оценкой влияния различных естественных факторов на условия движения подземных вод в толщах земной коры, с изучением естественных закономерностей этого движения, что позволяет с количественных позиций подойти к решению многих геологических проблем формирования подземных вод (изменению химического состава и минерализации подземных вод в процессе геологического развития исследуемого района, довосстановлению пьезометрического поля путем вычисления расчетных значений отметок уровней воды и т. п.). Целевое назначение таких задач тоже может быть предсказательным, например оценка воздействия паводков и инфильтрационного атмосферного питания на режим и баланс подземных вод.

3.9.2. Обратные задачи

Понятие «обратные задачи» в гидрогеологии — собирательное. Под ними подразумеваются инверсные, собственно обратные, или граничные, и индуктивные задачи. Под *инверсными* в теории фильтрации понимают задачи, цель которых состоит в определении гидрогеологических параметров и характеристик вертикального водообмена по известным, например, из наблюдений за режимом подземных вод значениям динамических функций H и Q , заданным граничным и начальным условиям. В *собственно обратных*, или *граничных*, задачах искомыми являются неизвестные значения граничных условий (граничные динамические функции), а параметры среды, начальные условия и динамические функции H или Q в пределах исследуемой площади считаются известными. И наконец, под *индуктивными* понимают задачи, цель которых — выявление связи между основными динамическими функциями и определяющими их факторами. В этом случае неясными считаются какие-то физические аспекты изучаемых процессов или явлений, которые и исследуются. Нередко в гидрогеологии решаются одновременно все указанные выше разновидности задач, поэтому обобщенный термин «обратные задачи» находит широкое использование в гидрогеологической литературе.

В настоящее время понятие *обратные гидрогеологические задачи* употребляется в широком смысле. Под ними подразумевают задачи, с помощью которых определяются гидрогеологические параметры, граничные условия и соответствия построенной модели исследуемому гидрогеологическому объекту. В таком смысле обратные задачи совпадают с задачами идентификации параметров и состояний систем, рассматриваемых в общей теории систем [Эйкхофф, 1975].

Обратим внимание на одно важное обстоятельство. Тождественность объекту любой гидрогеологической модели определяется, согласно общей теории подобия [Гавич, 1973], их соответствием: а) по «геологическому содержанию», б) тем гидрогеологическим процессам, которые объекту свойственны и изучаются. Под «геологическим содержанием» понимаем совокупность особенностей, отражающих геолого-структурные, литолого-фациальные условия и гидрогеологическую структуру объекта. В связи с этим понятие «обратные задачи» должно включать как идентификацию (установление соответствия) гидрогеологических процессов, идущих на объекте и модели, так обязательно и «геологического» их содержания. Именно в таком смысле мы рассматриваем обратные задачи и понимаем их как задачи идентификации. Нередко об этом двойном свойстве гидрогеологических моделей забывают, особенно когда при моделировании на ЭЦВМ увлекаются идеей «черного ящика» и стремятся построить модель,

хорошо реагирующую только на «процесс», не уделяя достаточного внимания геологическому ее содержанию. Достоверность схематизации и построения модели или расчетной схемы должна оцениваться двумя критериями. Один (динамический) характеризует, насколько хорошо работает модель по воспроизведению изучаемого процесса, а другой (диагностический) оценивает ее геологическое соответствие объекту.

Решение обратных задач обычно базируется на широком использовании данных наблюдений за режимом подземных вод. Впервые теоретическое обоснование использования режимно-балансовых наблюдений для определения инфильтрационного питания и водоотдачи пласта было дано Г. Н. Каменским (1933—1947 гг.), М. А. Вевировской (1936—1950 гг.) и Н. Н. Биндеманом (1955—1957 гг.), а затем получило развитие применительно к более широкому кругу параметров в других работах [Каменский и др., 1960б; Шестаков, 1965, 1979; Лебедев, Ярцев, 1967, Лебедев, 1976; и др.]. Определение гидрогеологических параметров по данным опытно-фильтрационных работ (ОФР) также относится к обратным задачам [Мироненко, Шестаков, 1978].

Практическое назначение обратных задач весьма разнообразно. Их решением проверяют качество выполненной схематизации гидрогеологических условий, гидрогеологические параметры пластов, строят карты этих параметров, изучают особенности геологического строения и гидрогеологических условий территории, проводят воднобалансовые расчеты и т. п.

В такой постановке обратные задачи с позиций общей теории управления системами являются задачами оценки параметров и состояний модели и объекта с целью установления их соответствия для последующего управления этим объектом. Идентификация при этом осуществляется в условиях функционирования объекта по результатам наблюдений за его входными и выходными сигналами [Эйкхофф, 1975]. Тогда гидрогеологическую модель можно представить как некоторую сложную систему, которая идентифицируется с реальным гидрогеологическим объектом. При этом ставится цель построить модель, которая наилучшим образом будет отображать изучаемый объект и позволит в дальнейшем надежно решать на ней различные задачи. При этом, как и в задачах идентификации, гидрогеологическая модель строится по результатам наблюдений за режимом подземных вод, данные которых отождествляются с входными и выходными сигналами. Она предназначена для выработки стратегии управления режимом подземных вод в условиях их эксплуатации (прогноз с последующими практическими рекомендациями по учету изменения и регулирования гидрогеологической обстановки в зоне действия инженерного сооружения).

Большинство гидрогеологических параметров прямому наблюдению недоступны и определяются через другие переменные. Наличие погрешностей измерения, интерполяции, неполнота исходной информации и многое другое — все это усложняет решение обратных задач и приводит к тому, что оцениваемые параметры и состояния могут определяться неоднозначно [Абуталиев и др., 1976; Мироненко, Шестаков, 1978; Гавич, 1980; Тихонов, Арсенин, 1974; Neuman, 1973 и др.].

4. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ПЛОСКО-ПАРАЛЛЕЛЬНОЙ И ПЛАНОВОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

4.1. ОСОБЕННОСТИ ПЛОСКО-ПАРАЛЛЕЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

При исследовании плано-параллельной фильтрации (см. рис. 2.4) принимают предпосылку Дюпюи о постоянстве горизонтальной составляющей скорости фильтрации V_x^2 или вертикальной составляющей

$V^y|_x$ и поток считают единичным. При несовершенных боковых границах введением в расчетную длину потока показателя гидродинамического несовершенства вреза $\Delta L_{нд}$ или пренебрежением в расчетах зоной деформации потока его *схематизируют* к одномерной линейной фильтрации.

В формировании нестационарной фильтрации выделяют три стадии: а) явно нестационарный (нерегулярный) режим; б) квазистационарный (регулярный) режим; в) стационарный режим. В первую наблюдаются резкие изменения уровней и расходов потока в зоне возмущения, область с такими изменениями постепенно расширяется. Внешние боковые границы потока на фильтрацию в этот период влияния не оказывают. Во вторую стадию происходят медленные незначительные изменения уровней и расходов, режим упорядочивается. В эту стадию на фильтрацию оказывают влияние внешние границы. Наличие контуров постоянного напора приводит к возникновению третьей стадии — стационарной фильтрации.

Для упрощения расчетов в реальных гидрогеологических условиях пользуются предпосылкой о постоянстве водопроницаемости потока. Имея решение для потока с постоянной водопроницаемостью, можно перейти к аналогичным решениям для однородного безнапорного потока с горизонтальным водоупором и горизонтально-слоистого грунтового потока.

Такой прием обосновывается следующим сопоставлением [Бочеввер и др., 1969]:

$$1) \text{ схема } T = \text{const}, q_x = -T \frac{dH}{dx} = -km \frac{dH}{dx}; \quad (4.1)$$

$$2) \text{ схема } k = \text{const}, q_x = -kh \frac{dh}{dx}; \quad (4.2)$$

3) схема слоистого пласта при горизонтальном водоупоре

$$i = 0, q_x = -\frac{dG}{dx}; \quad (4.3)$$

где G — функция Гиринского, определяемая выражением (2.13).

Если представить эти зависимости в виде

$$1) q_x = -\frac{d(kmH)}{dx}; \quad 2) q_x = -\frac{d\left(k \frac{h^2}{2}\right)}{dx}; \quad 3) q_x = -\frac{dG}{dx},$$

то выявляются их единообразие и возможность взаимозаменяемости путем преобразования схемы 1 в схему 2:

$$mH \rightarrow \frac{h^2}{2} \quad (4.4)$$

и схемы 1 и 2 в 3:

$$kmH \rightarrow k \frac{h^2}{2} \rightarrow G. \quad (4.5)$$

4.2. ОДНОМЕРНАЯ УСТАНОВИВШАЯСЯ ФИЛЬТРАЦИЯ

Используется гидравлический метод решения, основанный на интегрировании дифференциального уравнения Дарси в принятых граничных условиях [Силин-Бекчурин, 1965; Шестаков, 1973; Каменский, 1943]. В некоторых случаях получают решение непосредственным интегрированием дифференциального уравнения Лапласа [Аравин, Нумеров, 1953]. Широко используются метод фрагментирования потоков и различные выражения для средних значений коэффициентов фильтрации, мощности и ширины потока.

4.2.1. Потоки в однородных пластах

Основные типы расчетных схем для одномерных линейных потоков с однородным строением при отсутствии инфильтрационного питания приведены на рис. 4.1. Простейшим является поток с постоянной прово-

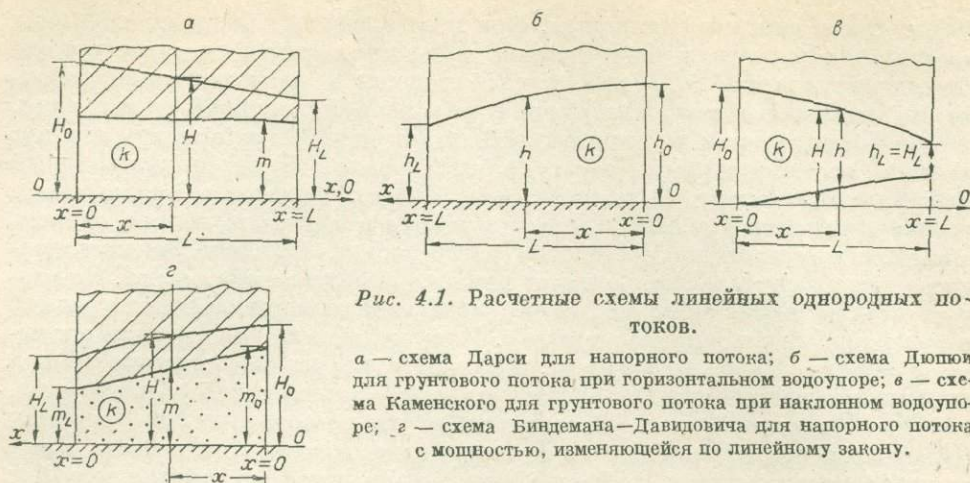


Рис. 4.1. Расчетные схемы линейных однородных потоков.

а — схема Дарси для напорного потока; б — схема Дюпюи для грунтового потока при горизонтальном водоупоре; в — схема Каменского для грунтового потока при наклонном водоупоре; г — схема Биндемана—Давидовича для напорного потока с мощностью, изменяющейся по линейному закону.

димостью T , формула единичного расхода q для которого получается интегрированием уравнения (4.1) в пределах, указанных на рис. 4.1, а. Получаем зависимость Дарси

$$q = T \frac{H_0 - H_L}{L}; \quad T = km. \quad (4.6)$$

Уравнение для напора H в любом сечении получается приравнянием расходов $q_{0-L} = q_{0-x}$ и представляет собой уравнение прямой линии

$$H = H_0 - \frac{H_0 - H_L}{L}x. \quad (4.7)$$

Для горизонтально-однородного потока задача решается аналогично — интегрированием уравнения (4.2) в соответствующих пределах (см. рис. 4.1, б) или путем замены в (4.6) и (4.7) величин H_0 , H_L , H на $\frac{h_0^2}{2m}$,

$\frac{h_L^2}{2m}$, $\frac{h^2}{2m}$; после преобразования получим известные уравнения Дюпюи:

$$q = k \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L}, \quad (4.8)$$

$$h^2 = h_0^2 - \frac{h_0^2 - h_L^2}{L}x. \quad (4.9)$$

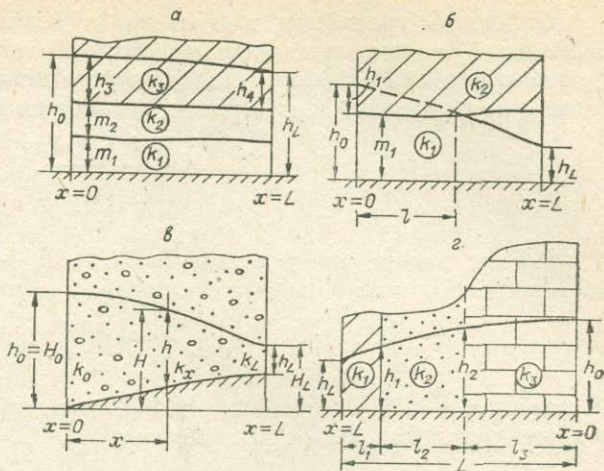
Расчетная схема (см. рис. 4.1, в) строго исследована Н. Н. Павловским [Климентов, Пыхачев, 1961]. С достаточной для практики точностью применяют приближенное уравнение, полученное Г. Н. Каменским, различные решения приведены в работах А. И. Силина-Бекчурина (1965), И. А. Скабаллановича (1960), В. М. Шестакова (1965, 1979).

4.2.2. Потоки в неоднородных пластах

Основные типы неоднородных по строению потоков были выделены и изучены с получением для них расчетных зависимостей в 30—40-е годы Г. Н. Каменским с соавторами (1935, 1939, 1943), затем Н. К. Гиринским (1947), позднее В. С. Шестаковым (1965, 1973, 1979) и др. [Абрамов и др., 1960]. Как наиболее важные для гидрогеологических расчетов Г. Н. Каменский выделил такие схемы: 1) слоистые толщи; 2) двухслойные пласты, из которых верхний слабопроницаемый; 3) пласты с резко (кусочно-переменной) и 4) постепенно изменяющейся в горизонтальном

Рис. 4.2. Расчетные схемы линейных потоков с типовым неоднородным строением фильтрационной среды (по Г. Н. Каменскому).

а — слоистое; б — двухслойное; в — изменение по линейному закону (постепенное изменение по направлению движения); г — кусочно-однородное (резкая смена по направлению движения).



направлении водопроницаемостью или водопроводимостью. Разновидности этих схем показаны на рис. 4.2. Расчетные зависимости легко получаются, если рассматривать при схематизации фильтрационную

изменчивость как закономерную, а неоднородность считать упорядоченной с соотношением коэффициентов фильтрации или водопроводимости менее $20 \div 10$. В этом случае можно осреднить расчетные показатели и, используя различные выражения средневзвешенных их значений, ввести их в известные формулы, полученные для однородных пластов. Широко используется при этом и метод фрагментов, идея которого применительно к фильтрации в зоне гидротехнических сооружений была впервые обоснована Н. Н. Павловским (1956).

Для горизонтально-слоистых пластов основные решения находятся с применением функции Гиринского. Для этого пользуются зависимостью (4.5) и записывают уравнения (4.8) и (4.9) в виде

$$q = \frac{G_0 - G_L}{L}, \quad (4.10)$$

$$G = G_0 - \frac{G_0 - G_L}{L} x. \quad (4.11)$$

Здесь G_0, G_L, G — значения функций Гиринского на границах и в любом сечении. Связь между G и h устанавливается из зависимости (4.5), тогда согласно выражению (2.13) для схемы рис. 4.1 имеем

$$G_0 = k_1 m_1 (h_0 - 0,5 m_1) + k_2 m_2 (h_0 - m_1 - 0,5 m_2) + 0,5 k_3 h_3^2,$$

$$G_L = k_1 m_1 (h_L - 0,5 m_1) + k_2 m_2 (h_L - m_1 - 0,5 m_2) + 0,5 k_3 h_4^2.$$

Можно эту задачу решить иначе, как это сделал Г. Н. Каменский (1935), используя следствия из закона преломления токов. Тогда движение в верхнем и нижнем пластах идет вдоль напластования в горизонтальном направлении с одинаковыми градиентами. Проведя плоскость сравнения на границе раздела слоев, можно в нижнем движении рассматривать как в напорном пласте с постоянной водопроводимостью в соответствии с уравнением (4.6), а в верхнем — по схеме Дюпюи (4.8). Для расчетной схемы слоистой толщи (рис. 4.2) получаем известное уравнение Г. Н. Каменского

$$q = k_2 \frac{h_3^2 - h_4^2}{2L} + \sum_{i=1}^{i=2} k_i m_i \frac{h_3 - h_4}{L}, \quad (4.12)$$

где i — число слоев в системе без учета самого верхнего.

Для случая двухслойного строения пласта формула (4.12) принимает вид

$$q = k_2 \frac{h_3^2 - h_4^2}{2L} + k_1 m_1 \frac{h_3 - h_4}{L}. \quad (4.12a)$$

Основные уравнения для схемы с резко изменяющейся (кусочно-переменной) водопроницаемостью (рис. 4.2) легко найти, используя метод фрагментов и значение средневзвешенного коэффициента фильтрации при движении нормально к плоскости раздела по формуле (4.40):

$$k_{\perp} = \frac{l_1 + l_2 + l_3}{\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} + \frac{l_3}{k_3}} \quad (4.13)$$

Расход потока на участке $L = l_1 + l_2 + l_3$ может быть определен по формуле Дюпюи как для однородного пласта с K_{\perp} :

$$q = k_{\perp} \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L} \quad (4.14)$$

Подставляя в (4.14) выражение (4.13), после преобразований получим известное уравнение Г. Н. Каменского

$$q = \frac{h_0^2 - h_L^2}{2 \left(\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} + \frac{l_3}{k_3} \right)} \quad (4.15)$$

Расчетные уравнения для схемы с постепенно изменяющимся коэффициентом фильтрации (см. рис. 4.2) рассмотрены в работах В. М. Шестакова (1973), Г. Н. Каменского (1943), Н. Н. Биндемана (1951).

4.2.3. Потoki с инфильтрационным питанием и испарением

Первые обобщения и разносторонние исследования для потоков с равномерным инфильтрационным питанием были выполнены Г. Н. Каменским (1935, 1943). Дальнейшее развитие они получили в работах И. А. Скабаллановича (1960), П. А. Киселева (1975), В. М. Шестакова (1973, 1979) и др. Как показано нами ранее [Гавич, 1964], целесообразно рассмотреть общие уравнения (расчетные схемы представлены на рис. 4.3). Приняв инфильтрационное питание равномерным на всем участке длиной L , для схемы двухслойного строения можно получить зависимости для определения расхода потока в сечении на урезе левой реки, где $x = 0$,

$$q_1 = T_1 \frac{h_0 - h_L}{L} + k_0 \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L} - \frac{WL}{2}, \quad (4.16)$$

для любого сечения на расстоянии x от начала координат

$$q_x = T_1 \frac{h_0 - h_L}{L} + k_0 \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L} - \frac{WL}{2} + Wx. \quad (4.17)$$

Принимая на водоразделе (при $x = a$) условие $q_x = 0$, получим формулу для определения местоположения водораздела

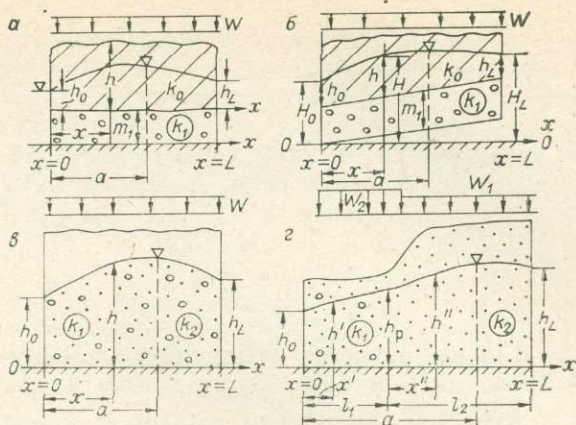
$$a = \frac{L}{2} - \frac{T_1}{W} \cdot \frac{h_0 - h_L}{L} - \frac{k_0}{W} \cdot \frac{h_0^2 - h_L^2}{2L}. \quad (4.18)$$

Для схемы наклонного залегания водоупора (см. рис. 4.3, б) можно получить аналогичные уравнения, если принять для верхнего пласта справедливым осреднение мощности потока и считать ее равной $h_{cp} = \frac{h_0 + h_L}{2}$.

В случае отсутствия инфильтрационного питания из уравнений (4.16), (4.17) получаем известные уравнения Г. Н. Каменского для двух- и многослойного пластов [Шестаков, 1973; Силин-Бекчурин, 1965]. При $k_1 = 0$ или $T_1 = 0$ из этих уравнений получим уравнение Г. Н. Каменского (1943) для движения грунтовых вод при равномерной инфильтрации в однородном пласте.

Рис. 4.3. Расчетные схемы линейных потоков с инфильтрационным питанием.

a — двухслойное строение при горизонтальном водоупоре и равномерной инфильтрации; *б* — двухслойное строение при наклонном водоупоре и равномерной инфильтрации; *в* — постепенное изменение фильтрационных свойств при горизонтальном водоупоре и равномерной инфильтрации; *г* — кусочно-однородное строение при горизонтальном водоупоре и неравномерной инфильтрации.



При неравномерном инфильтрационном питании (см. рис. 4.3) задача решается с помощью метода фрагментов. Примем поток с кусочно-переменной водопроницаемостью. Разделив его на два фрагмента, каждый из которых имеет постоянными инфильтрационное питание и коэффициент фильтрации, и записав для раздельного сечения h_p два выражения расхода, после их приравнивания и преобразований найдем уравнение для определения уровня воды в раздельном сечении:

$$h_p^2 = \frac{l_1 \cdot l_2}{k_2 l_1 + k_1 l_2} \left(\frac{k_1}{l_1} h_0^2 + \frac{k_2}{l_1} h_L^2 + W_1 l_1 + W_2 l_2 \right). \quad (4.19)$$

После определения h_p можно найти расход потока в раздельном сечении по формуле Дюпюи. Все остальные характеристики находятся для каждого фрагмента раздельно как для однородных потоков. Для расхода потока слева на урезе в сечении $x = 0$ имеем

$$q_1 = \frac{k_1}{2l_1} h_0^2 - \frac{k_1 l_2}{2(k_2 l_1 + k_1 l_2)} \left(\frac{k_1}{l_1} h_0^2 + \frac{k_2}{l_1} h_L^2 + W_1 l_1 + W_2 l_2 \right) - \frac{W_1 l_1}{2}. \quad (4.20)$$

При равенстве коэффициентов фильтрации $k_1 = k_2 = k$ из уравнения (4.19) получаем формулу В. М. Шестакова (1973), при равенстве $W_1 = W_2 = W$ — известные формулы Г. Н. Каменского (1943), а при отсутствии инфильтрационного питания — уравнения Дюпюи. Методом фрагментов аналогичным способом можно получить различные формулы движения подземных вод, например, для напорного потока с кусочно-постоянной проводимостью, однородного или неоднородного безнапорных потоков на ломаном водоупоре и др.

Интенсивность испарения с поверхности грунтовых вод зависит от глубины их залегания и в простейшем случае может быть принята линейной. В такой постановке задача о фильтрации воды из совершенного канала с напором H_0 в пласт постоянной водопроницаемости при постоянной отметке земли $Z_0 = Z_K$ решена В. М. Шестаковым и С. Ф. Аверьяновым.

Более сложные задачи решаются методами моделирования [Жернов, Шестаков, 1971]. Различные случаи исследования фильтрации с учетом взаимодействия пресных и соленых вод рассмотрены в работах Я. Бэра и др. (1974), А. И. Силина-Бекчурина (1965), В. М. Шестакова (1979).

4.3. ОДНОМЕРНАЯ НЕСТАЦИОНАРНАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ

Одномерная нестационарная фильтрация подробно исследована в работах С. Ф. Аверьянова (1956), Н. Н. Веригина с соавторами (1960, 1970), В. М. Шестакова (1956, 1979) и др. Общее решение имеет вид

$$H(x, t) = H_e(x) + \Delta H(x, t), \quad (4.24)$$

где H_e — напоры исходного установившегося потока; $\Delta H(x, t)$ — изменения напора, независимые и зависящие от инфильтрации.

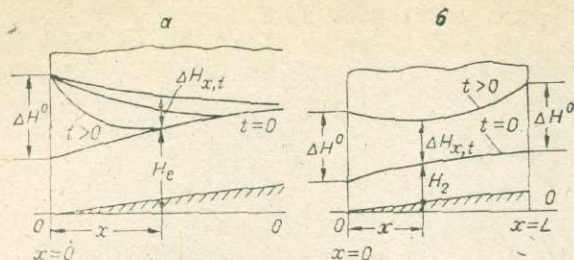


Рис. 4.4. Расчетные схемы одномерной линейной нестационарной фильтрации.

а — полуограниченный поток; б — ограниченный поток.

Фундаментальные решения получены для полуограниченного и ограниченного потоков при $W = 0$, когда на границе $x = 0$ напор меняется либо мгновенно — на величину $\Delta H(0, t) = \Delta H^0 = \text{const}$, либо по линейному закону с постоянной скоростью v , $\Delta H(0, t) = \Delta H^0 = vt$ (рис. 4.4).

Общий вид решения будет

$$\Delta H(x, t) = \Delta H^0 F(x, t). \quad (4.22)$$

Здесь функция $F(x, t)$ зависит от типа потока, от условий на его границах, характера неоднородности потока по его длине.

Для однородного полуограниченного потока (см. рис. 4.4) функции $F(x, t)$ имеет вид для граничного условия $\Delta H_{0,t} = \Delta H^0$

$$F(x, t) = \text{erfc } \lambda = 1 - \Phi(\lambda) \text{ при } \lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}. \quad (4.23)$$

Значения $\Phi(\lambda)$ определяются по таблице, приведенной в работе Ф. М. Бочевера и др. (1969).

Величина фильтрационного расхода потока $q_x = 0$ на границе $x = 0$ может быть найдена из уравнения

$$q_{x=0} = -kh_{\text{ср}} \frac{\partial \Delta H(x, t)}{\partial x}, \quad (4.24)$$

где $\Delta H(x, t)$ определяется уравнением (4.22). Общий фильтрационный расход потока в сечении $x = 0$ с учетом начальных условий может быть получен методом суперпозиции:

$$q_{\text{об}, x=0} = q_{x=0} \pm q_e = \frac{kh_{\text{ср}} \Delta H^0}{\sqrt{\pi at}} = q_e, \quad (4.25)$$

где q_e — расход потока в естественных условиях, знак плюс отвечает его движению, совпадающему с положительным направлением оси x , знак минус — противоположному движению.

Фильтрационные потери воды, прошедшие через сечение $x = 0$ за весь период прогноза $t \leq t_n$, определяются интегрированием зависимости (4.25) в пределах от 0 до t_n . Согласно методу сложений течений, впервые введенному в расчеты подпора грунтовых вод Н. Н. Веригиным, суммарное приращение уровня $\Delta H(x, t)$ при ступенчатом законе изменений напора (рис. 4.5) на границе потока $x = 0$ определится

$$\Delta H_{x,t} = \sum_{i=0}^n \Delta H_i^0 F(x, t - t_i) \text{ при } t_n \leq t \leq t_{n-1}, \quad (4.26)$$

где ΔH_i^0 — приращение напора за время действия $(t - t_i)$, $i = 0, 1, 2, \dots$ — число изменений на границе.

Другие расчетные схемы, в том числе с учетом питания

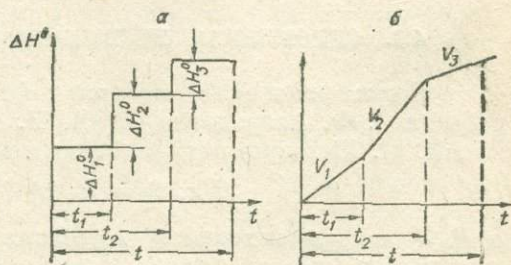


Рис. 4.5. Ступенчатое изменение граничных условий при плоско-параллельной нестационарной фильтрации.

а — мгновенное; б — постепенное изменение уровня.

$W > 0$ для двухслойного строения пласта, и вертикальная одномерная плановая фильтрация рассматриваются в работах С. К. Абрамова с соавторами (1960, 1961), Ф. М. Бочевера с соавторами (1969), в книге «Методы фильтрационных расчетов...» (1970) и др. Сложной формы потоки, имеющие инфильтрационное переменное по площади и во времени питание, исследуются методами математического моделирования [Шестаков, 1979; Жернов, Шестаков, 1971].

4.4. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОДИНАМИКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОТОКОВ НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ УРАВНЕНИЙ ПЛОСКО-ПАРАЛЛЕЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

Аналитические и численные решения, полученные для различных схем плоско-параллельной фильтрации, используются при изучении гидродинамики естественных потоков и позволяют: 1) строить и анализировать кривые депрессий и пьезометрических полей; 2) определять естественные расходы потоков; 3) исследовать формирование гидродинамики потока под влиянием различных факторов; 4) делать геофильтрационную схематизацию и оценивать принятые допущения; 5) определять гидрогеологические параметры по данным наблюдений за режимом подземных вод.

Решение первой задачи состоит в нахождении расчетных значений мощности потока (h) и отметок его пьезометрических уровней (H) в заданных точках, где отсутствуют экспериментальные данные. Используя различные математические зависимости, связывающие пьезометрический уровень с такими параметрами пласта, как водопроницаемость, мощность и ширина потока, уклон водоупорного ложа, наличие инфильтрационного питания, можно факторно-диапазонной оценкой выявить степень влияния этих факторов на формирование пьезометрических полей водоносных горизонтов и на основе этого анализа строить и интерпретировать карты гидро- или пьезоизогинс.

Определение естественных расходов потока Q_e в различных гидрогеологических условиях представляет собой оценку естественных ресурсов подземных вод [Биндеман, Язвин, 1970].

Зависимости, полученные для определения расхода потока и построения кривой депрессии, могут быть использованы для исследования возможности схематизации гидрогеологических условий и оценки принятых при этом допущений. Последовательно упрощая гидрогеологическую обстановку и заменяя, например, неоднородное строение пласта однородным, пренебрегая величиной инфильтрационного питания и т. п., можно сопоставительными расчетами по соответствующим формулам оценить степень воздействия этих факторов на изменение мощности пласта, форму пьезометрической поверхности и расход потока.

При стационарном режиме фильтрации эффективно оцениваются фильтрационная неоднородность, сопротивление ложа водоема и относительная инфильтрация. Это выполняется на основе построения характерных лент тока и рассмотрения соотношений расходов в пределах створа наблюдательных скважин, по которым известны отметки уровня воды и мощности потока.

Для плоского в плане потока (с переменной шириной) вдоль створа наблюдательных скважин при $W_a = 0$, $W_{гп} = 0$ справедливо равенство расходов между парами наблюдательных скважин, что позволяет, используя уравнение (4.6), составить соотношение

$$\frac{T_{1-2}}{T_{2-3}} = \frac{I_{2-3} \cdot b_{2-3}}{I_{1-2} \cdot b_{1-2}}, \quad (4.27)$$

где b_{1-2} , b_{2-3} — средние значения ширины ленты тока между соседними парами скважин; I_{1-2} , I_{2-3} , T_{1-2} , T_{2-3} — средние градиенты и водопроницаемости.

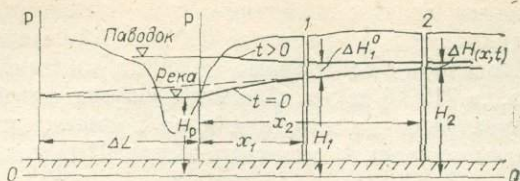


Рис. 4.6. Расчетная схема расположения скважин для определения гидрогеологических параметров (по В. М. Шестакову).

водимости потока. При известной величине T_{2-3} из (4.27) определится величина водопроницаемости T_{1-2} .

При наличии инфильтрационного питания расчетную формулу можно получить, если рассмотреть равенство расходов потока слева и справа относительно центральной скважины 2 наблюдательного створа, используя для этого уравнения междуречного массива.

После приравнивания и преобразований получаем [Шестаков, 1965]

$$\frac{W}{T_{1-2}} = \frac{T_{2-3}/T_{1-2} \cdot b_{2-3} \cdot I_{2-3} - b_{1-2} I_{1-2}}{\omega_{\text{ср}}}, \quad \omega_{\text{ср}} = \frac{\Delta x_{1-2} \cdot b_{1-2} + \Delta x_{2-3} \cdot b_{2-3}}{2}. \quad (4.28)$$

При однородном строении и горизонтальном залегании водоупора расчетная формула принимает вид

$$\frac{W}{k} = \frac{h_1^2 - h_x^2}{(L-x) \cdot x} + \frac{h_1^2 - h_2^2}{(L-x)L}. \quad (4.29)$$

При известном значении коэффициента фильтрации можно вычислить значение W как некоторую среднюю величину, отвечающую модулю подземного стока.

Оценка сопротивления ложа водоема ΔL , согласно В. М. Шестакову (1965, 1979), выполняется на основе данных наблюдений за уровнем воды в реке и двух пьезометрических скважинах, расположенных вне зоны гидродинамического воздействия реки (примерно на расстоянии не ближе двух мощностей потока). Исходное уравнение получается из (рис. 4.6) равенства двух расходов потока — первого, реального, идущего к реке на участке между пьезометрическими скважинами 1, 2, и второго, эквивалентного, идущего на участке между крайней к реке скв. 1 и урезом реки, который отодвигается от скважины на величину ΔL . Эта величина характеризует дополнительную потерю напора, наблюдающуюся вблизи реки и происходящую вследствие деформаций линий тока под влиянием несовершенного ее вреза в водоносный горизонт:

$$\Delta L = \frac{H_1 - H_p}{H_2 - H_1} (x_2 - x_1) - x_1. \quad (4.30)$$

В сложных условиях определение параметров пласта выполняется как решение обратных задач с применением математического моделирования [Жернов, Шестаков, 1971; Применение..., 1969; и др.].

По данным нестационарной фильтрации определяются параметры a , T , ΔL , $\frac{k}{\mu}$, μ , W_a , $W_{\text{гл}}$. Для этого используются аналитические [Шестаков, 1965; Аверьянов, 1956; Васильев и др., 1970], конечно-разностные [Каменский и др., 1960а, б; Лебедев, 1976; Киселев, 1975], численные методы и моделирование [Гидрат и др., 1978; Мироненко, Шестаков, 1978; и др.].

Наиболее простой способ определения коэффициента урвнепроводности a в период паводка или наполнения водохранилища, когда изменение уровня воды на границе или в граничном пьезометре (ближайшем к урезу реки) может быть принято по линейному закону. Тогда при условии отсутствия инфильтрационного питания в качестве расчетной формулы используется [Аверьянов, 1956; Шестаков, 1965] зависимость

$$\Delta H_{x,t} = vtR(\lambda) = \Delta H^0 R(\lambda).$$

Если представить ее в виде

$$\frac{\Delta H_{x,t}}{\Delta H^0} = R(\lambda), \quad (4.31)$$

то, зная амплитуды подъема уровня воды в наблюдательной скважине $\Delta H_{x,t_p}$ и граничном пьезометре или на границе потока $\Delta H = v \cdot t_p$, из наблюдений за режимом грунтовых вод в течение t_p можно определить значение функции $R(\lambda)$ и по таблице ее значений найти аргумент λ , а затем вычислить величину a по формуле

$$a = \frac{x^2}{4\lambda^2 t_p^2}. \quad (4.31a)$$

Для других гидрогеологических условий ход решения задачи сохраняется, а вид используемого аналитического или конечно-разностного уравнения определяется конкретной расчетной схемой.

Использование методов моделирования для решения обратных задач с характеристикой условий их применения, анализом факторов, влияющих на устойчивость результатов выполненных определений, приводится в работах Л. Лукнера, В. М. Шестакова (1976), И. К. Гавич (1980), В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1978) и др.

4.5. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОДИНАМИКИ ПОТОКОВ В ЗОНЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ ПЛОСКО-ПАРАЛЛЕЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

Под влиянием работы водохранилищ, каналов, горизонтальных дрен возникают явления, которые изучаются на основе уравнений плоско-параллельной фильтрации: 1) *подпор* грунтовых вод — подъем их уровня под влиянием изменения уровня воды в реке, канале, под влиянием орошения и т. п.; 2) *фильтрация воды* в дно и борта чаши водохранилища, канала и т. п.; 3) *дренирование (осушение) водоносного горизонта* при снижении уровня воды в нем вследствие работы горизонтальных дрен, галерей и т. п.

Все это приводит к изменению существующих гидрогеологических условий, и в первую очередь гидродинамической обстановки. В этих условиях решаются задачи: а) прогноз изменения уровня подземных вод; б) прогноз величины фильтрационных потерь из водохранилищ, каналов и т. п.; в) определение дренажного стока; г) исследование формирования гидродинамики потока под влиянием различных факторов; д) определение гидрогеологических параметров по наблюдениям за нарушенным режимом подземных вод.

Прогноз заключается в теоретическом построении на разрезах серии кривых депрессий или в плане карт гидро- или пьезоизогипс, характеризующих последовательное во времени развитие подпора подземных вод или осушение водоносного пласта, завершающееся стадией стационарного положения уровня подземных вод и отвечающее принятому граничному условию.

При расчете стационарного подпора грунтовых вод используются два основных подхода. Первый предполагает получение расчетных характеристик с инженерным запасом. В этом случае рассматривается полубесконечный поток, где область подпора (x) существенно меньше области развития водоносного пласта (L), т. е. $x \ll L$, и где можно пренебречь изменением питания, приняв расходы потока до и после подпора равными. Такая постановка задачи приводит к одинаковым условиям формирования стационарного подпора независимо от фильтрационного строения пласта, наличия или отсутствия инфильтрационного питания (если эти условия сохраняются неизменными до и после подпора).

Второй подход учитывает, что область развития подпора (x) соизмерима с областью питания водоносного горизонта (L), т. е. $x \approx L$, и рас-

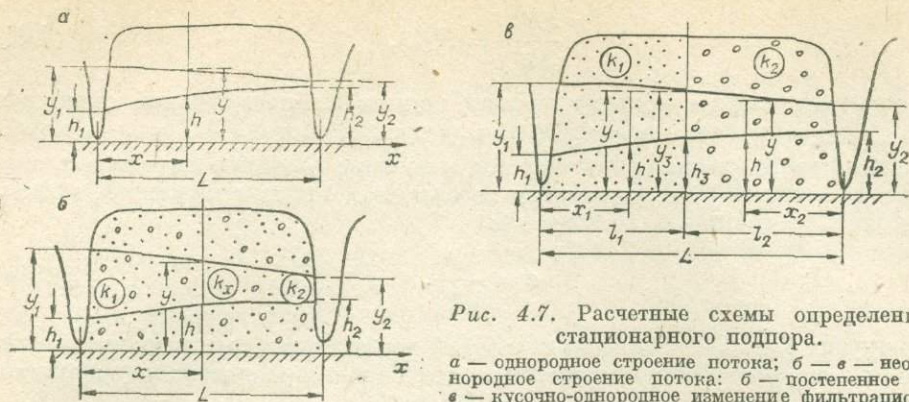


Рис. 4.7. Расчетные схемы определения стационарного подпора.

а — однородное строение потока; б — в — неоднородное строение потока; б — постепенное и в — кусочно-однородное изменение фильтрационных свойств.

ходы потока до и после подпора существенно различны (рис. 4.7). Такая постановка задачи справедлива для полубесконечного и ограниченного потоков и приводит к весьма интересным гидрогеологическим выводам. Для ограниченного однородного потока известное решение имеет вид [Каменский, 1943]

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h_1^2) \left(1 - \frac{x}{L}\right) + (y_2^2 - h_2^2) \frac{x}{L}. \quad (4.32)$$

Если ограниченный поток имеет неоднородное строение, например постепенное изменение фильтрационных свойств по закону $k_x = k_1 - \frac{k_1 - k_2}{L}x$, то, принимая инфильтрационное питание равным нулю, можно получить уравнение

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h_1^2) \left(1 - \frac{x}{L} \cdot \frac{k_1^{1-x}}{k_1^{1-x}}\right) + \frac{k_1^{1-x}}{k_1^{1-x}} (y_2^2 - h_2^2) \frac{x}{L}$$

при $k^{1-x} = \frac{k_1 - k_2}{\ln k_1 - \ln k_2}; k^{1-x} = \frac{k_1 - k_x}{\ln k_1 - \ln k_x}.$ (4.33)

Если строение пласта кусочно-однородное, $W = 0$, то мощность потока после подпора y (на участке $l_1 \geq x_1 \geq 0$, при $y_1 \geq y \geq y_2$) определяется из уравнения

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h_1^2) \left(1 - \frac{x_1}{l_1 + \frac{k_1}{k_2} l_2}\right) + (y_2^2 - h_2^2) \frac{x_1}{l_1 + \frac{k_1}{k_2} l_2}, \quad (4.34)$$

а на участке $l_1 + l_2 \geq \frac{x}{2} \geq l_1$ при $y_3 \geq y \geq y_2$ (отсчет идет справа)

$$y^2 = h^2 + (y_2^2 - h_2^2) \left(1 - \frac{x_2}{l_2 + \frac{k_2}{k_1} l_1}\right) + (y_1^2 - h_1^2) \frac{x_2}{l_2 + \frac{k_2}{k_1} l_1}. \quad (4.35)$$

При равенстве коэффициентов фильтрации $k_1 = k_2 = k$ и условии, что $l_1 + l_2 = L$, полученные зависимости переходят в уравнение (4.32).

Отсюда можно сделать такие выводы: 1) фильтрационное строение пласта оказывает существенное влияние на формирование стационарного подпора; это необходимо учитывать при схематизации; 2) наличие до и после подпора равномерного и неизменного инфильтрационного питания не влияет на формирование стационарного подпора; 3) наличие дренирующих внешних границ в пласте ($y_2 = h_2$) ведет к локализации зоны развития подпора и заметному снижению его величины по сравнению с условиями, при которых пренебрегают изменением расхода потока до и после подпора.

Нестационарный подпор исследуется обычно в двух постановках: при неглубоком и глубоком залегании уровня грунтовых вод.

В первом случае имеется прямая гидравлическая связь их с водами водохранилища, канала и наблюдается латеральное (боковое) развитие подпора. В качестве расчетных зависимостей используются основные фундаментальные решения типа

$$\Delta H_{x,t} = \Delta H^0 F(\bar{x}, \tau), \Delta H_{x,t} = \Delta H^0 \operatorname{erfc} \lambda, \Delta H_{x,t} = vtR(\lambda)$$

и др. Во втором непосредственной гидравлической связи нет, создается так называемый инфильтрационный подпор, возникающий под влиянием инфильтрации оросительных вод, производственных утечек воды на промышленных и городских объектах, фильтрации воды из каналов. В качестве расчетных зависимостей используют аналитические решения типа $\Delta H_{t,x} = \frac{Wt}{\mu}$, $\Delta H_{x,t} = \frac{Wt}{\mu} R^n(\lambda)$ и другие, а в сложных условиях — численные методы или моделирование на АВМ и ЭЦВМ.

Процессы дренирования и осушения являются противоположными подпорам, но изучаются на основе тех же расчетных зависимостей. Только в них вместо повышений уровня грунтовых вод $\Delta H_{x,t}$ и граничных приращений уровня ΔH^0 рассматриваются аналогичные величины со знаком минус.

Исследования включают изучение процесса формирования нового и предельного положения пьезометрической поверхности под воздействием дренажного сооружения, имеющего заданный режим работы и технические характеристики (глубину заложения и заполнения водой дрен, тип их конструкций, требуемую величину снижения уровня грунтовых вод). Важными особенностями процесса дренирования и осушения пласта на массивах орошения являются наличие результирующей величины вертикального водообмена $W_{\text{рез}} = W_{\text{пит}} - W_{\text{исп}}$ и влияние гидродинамического несовершенства дрен на формирование пьезометрической поверхности. Принципы расчета дренажных сооружений в таких условиях описаны подробно в работах С. К. Абрамова и др. (1961), В. М. Шестакова (1965), А. Я. Олейника, В. П. Носиковского (1970), Н. Н. Веригина с соавторами (1970), П. Я. Полубариновой-Кочиной (1977) и многих других.

Теоретические основы расчетов фильтрации из каналов и водохранилищ с применением аналитических зависимостей изложены в работах В. В. Ведерникова (1939), С. Ф. Аверьянова (1956), Н. Н. Веригина (1975), П. Я. Полубариновой-Кочиной (1977), методом конечных разностей — в работе Г. Н. Каменского и др. (1960а); сложные случаи изучаются с применением моделирования [В. М. Шестаков, 1979]. Фильтрация воды из водохранилищ и каналов исследуется в основном в двух постановках: при глубоком и неглубоком первоначальном залегании уровня грунтовых вод, что определяет существование разных стадий фильтрации и требует применения различных методов расчета. С. Ф. Аверьянов (1956) выделяет три стадии фильтрации (рис. 4.8): свободной фильтрации, капиллярно-грунтового потока, подпертой фильтрации — и приводит для каждой соответствующие расчетные уравнения. Детализируются эти расчеты в работах Н. Н. Веригина (1975) и П. Я. Полубариновой-Кочиной (1977).

Теоретическое изучение условий формирования гидродинамики потоков в зоне инженерных сооружений ставит целью выявить количественные закономерности движения подземных вод и формирования их режима под влиянием работы этих сооружений в различных гидрогеологических условиях. Это позволяет: а) определить главные режимобразующие факторы и ведущие гидрогеологические параметры, оказывающие существенное влияние на формирование режима подземных вод и работу инженерного сооружения; б) научно обосновать выбор расчетных схем и методику оценки прогнозных изменений гидрогеологической обстановки в зоне действия инженерных сооружений; в) повысить эффективность гидрогеологических изысканий, сделав их более целенаправленными. Для этого проводятся разведочные расчеты или выполняется разведочное

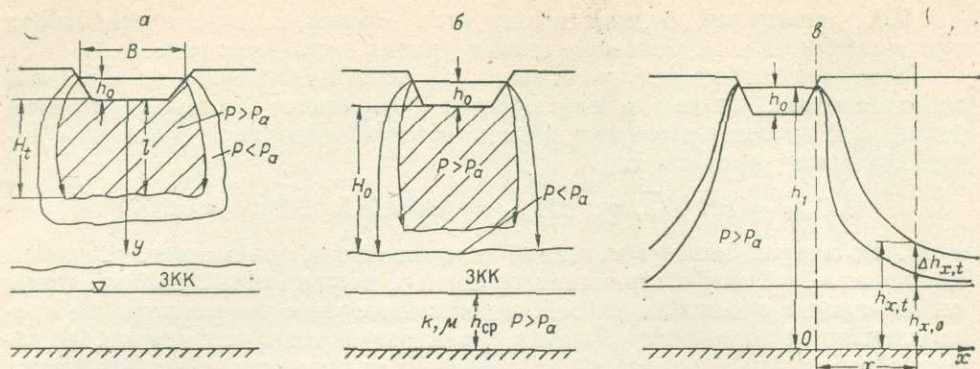


Рис. 4.8. Стадии фильтрации воды из каналов (по С. Ф. Аверьянову).
 а — свободной фильтрации; б — капиллярно-грунтового потока; в — подпертой фильтрации; ЗКК — зона капиллярной каймы.

моделирование, при которых решением тестовых задач последовательно изучается степень и характер влияния различных факторов и параметров на исследуемый процесс (так называемый факторно-диапазонный анализ). Методика выполнения и некоторые результаты проведения таких расчетов изложены в работах Б. В. Боровского и др. (1966) и И. К. Гавич, В. М. Шестакова (1975).

5. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ПРИТОКА ВОДЫ К СКВАЖИНАМ

5.1. ОСОБЕННОСТИ ФИЛЬТРАЦИИ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

При движении воды к скважинам формируется в общем случае пространственная фильтрация. Для совершенных скважин она может быть схематизирована в неограниченном по распространению пласте (в силу симметрии потока) к радиальной фильтрации, при наличии вблизи скважин каких-либо границ — к плано-радиальной. Для несовершенных скважин фильтрация схематизируется к сферической, если степень гидродинамического несовершенства высокая ($\frac{l}{m} < 0,1$), а в остальных случаях — к профильно-радиальной и рассматривается в цилиндрической системе координат. При наличии гидравлической взаимосвязи пластов такое подразделение потоков сохраняется, если принять, что движение воды в слабопроницаемых разделяющих слоях подчиняется закону Дарси и справедлива предпосылка Мятлева—Гиринского.

Названные типы фильтрации формируются от действия одиночных скважин и их взаимодействующих систем, так как последние могут быть приведены с той или иной погрешностью к «большому колодцу» или обобщенной системе скважин, гидродинамический эффект от действия которых аналогичен одиночной скважине некоторого радиуса R_0 , работающей с дебитом, отвечающим суммарному дебиту всех взаимодействующих скважин. Так же как и для плоско-параллельной фильтрации, выделяются три стадии в формировании режима: нестационарный (нерегулярный), б) квазистационарный (регулярный), в) стационарный — и два периода: первый, при котором поток принимается неограниченным в плане, и второй, в течение которого действие границ является ведущим, а поток считается ограниченным.

Характерным граничным условием на скважине является задание расхода (отбора воды при откачке или подача ее при закачке) постоянным во времени или переменным по какому-либо простейшему геометрическо-

му закону. В сложных случаях график аппроксимируется ступенчатой линией, что позволяет использовать метод сложения фильтрационных сопротивлений. Менее распространено граничное условие, представленное постоянным значением уровня или понижением уровня воды в скважине; оно не позволяет использовать метод суперпозиции.

Исходное дифференциальное уравнение для напорных потоков в общем виде с учетом инфильтрационного глубинного водообмена, изменения внешних нагрузок $P_{вн}$ и влияния гидродинамического давления P_d может быть представлено:

$$T \nabla^2 H + W'_\Pi + V^0_\Pi = \mu^* \frac{\partial H}{\partial t} - (1 - n_0) a_c m \frac{\partial (P_{вн} + P_d)}{\partial t}, \quad (5.1)$$

где ∇^2 — лапласиан, в радиальной системе координат он имеет вид $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}$; a_c — коэффициент уплотнения пород, определяемый компрессионными испытаниями; n_0 — начальная пористость пласта; W'_Π — обобщенная интенсивность внешнего перетекания, связанная с инфильтрационным (W_a) и глубинным ($W_{гп}$) перетеканием: $W'_\Pi = W_a + W_{гп}$; V^0_Π — интенсивность внутреннего перетекания, обусловленная гетерогенностью пласта (двойной пористостью, двойной трещиноватостью, слоисто-блоковой структурой) и связанной с нею изменчивостью упругой водоотдачи.

Дифференциальные уравнения составляются обычно относительно полной функции напора H (для напорных вод) или мощности h (для грунтовых вод). Однако предпочтительно использовать величину понижения уровня S :

$$S = H_e - H; \quad S = h_e - h, \quad (5.2)$$

где H_e , h_e , H , h — соответственно статические (естественные) и динамические значения пьезометрических уровней для напорных вод и мощностей грунтовых потоков.

Естественные («бытовые») значения уровней H_e , h_e учитывают в себе начальные условия инфильтрационного питания и глубинного перетекания, и если они в процессе работы скважин не изменяются, то интенсивность внешнего перетекания W'_Π из уравнения (5.1) исключается, и решение существенно упрощается. Как правило, условия питания и гидравлической взаимосвязи пластов в процессе длительных откачек изменяются. Тогда удобно [Мироненко, Шестаков, 1978; Бочеввер, 1968] дифференциальное уравнение (5.1) записывать относительно понижения уровня S или напорной функции U , а величины W'_Π и V^0_Π рассматривать как функции координат области фильтрации и величин S или U , представляя их в виде дополнительного питания, которое получает рассматриваемый водоносный горизонт в условиях эксплуатации по сравнению с естественными («бытовыми»):

$$W'_\Pi = W'_{\Pi,e} - W'_{\Pi,\varepsilon}; \quad V^0_\Pi = V^0_{\Pi,e} - V^0_{\Pi,\varepsilon}. \quad (5.3)$$

Вводя напорную функцию U для напорного потока

$$U = m (H_e - H) = S \cdot m; \quad S = \frac{U}{m} \quad (5.4)$$

и для безнапорного потока

$$U = \frac{h_e^2 - h^2}{2} = \frac{S(2h_e - S)}{2}; \quad S = h_e - \sqrt{h_e^2 - 2U}, \quad (5.5)$$

можно, пренебрегая влиянием внешних нагрузок и гидродинамическим давлением, уравнение (5.1) переписать для напорных вод:

$$a^* \nabla^2 U + \frac{W'_\Pi}{\mu^*} + \frac{v^0_\Pi}{\mu^*} = \frac{\partial U}{\partial t}; \quad a^* = \frac{T}{\mu^*}. \quad (5.6)$$

Практически решения всех задач получены для уравнения (5.6). Применительно к грунтовым водам согласно связи напорных функций U по (5.4) и (5.5) используют решения, полученные для напорных вод, заменяя в них $U = Sm$ на $U = \frac{S(2h_e - S)}{2}$ при условии, что грунтовые воды имеют горизонтальный водоупор.

В исходных дифференциальных уравнениях (5.1), (5.6) инерционные силы не учитываются, что приводит к представлению о бесконечной истинной скорости распространения влияния откачки в пределах всего пласта. Такая условность допустима, поскольку сами скорости фильтрации малы. Как показали исследования [Гиринский, 19476], сколько-нибудь заметного влияния на численные результаты расчетов в реальных условиях это не оказывает.

В работах В. М. Шестакова (1965, 1979) изучается влияние на режим напорного движения подземных вод изменений внешних нагрузок на пласт. Напорная фильтрация с учетом компрессионных и других видов деформации породы и упругости воды, а также газонасыщенности последней излагается в работах В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1974, 1978) и др. Влияние нагрузок на фильтрацию воды в пласте при палео-гидрогеологических реконструкциях динамики водоносных комплексов исследуется в работах И. К. Гавич (1980), В. М. Шестакова (1979), А. Е. Гуревича (1980) и др. Теория упругого режима исследуется в нефтяной гидродинамике в работах М. Маскета (1949), В. Н. Щелкачева (1959), И. А. Чарного (1956, 1963), М. Хантуша (1965), обобщена в монографиях [Бэр и др., 1971; Развитие..., 1969]. Применительно к расчетам водозаборных скважин такие исследования выполнены Ф. М. Бочевеком (1968), Н. Н. Веригиным (1964), В. М. Шестаковым (1965, 1979) и др. С. Н. Нумеров и Р. М. Барсегян (1965) показали справедливость предпосылки Мятлева — Гиринского при исследовании перетекания.

Уравнение (5.6) описывает фильтрацию, возникающую под действием как одиночных, так и систем взаимодействующих скважин. Это взаимодействие проявляется в том, что при достаточно близком расположении работающие скважины влияют друг на друга, вызывая либо увеличение понижений при сохранении их дебитов, либо уменьшение дебитов при сохранении в скважинах понижений по сравнению с условиями, когда они работали как одиночные без взаимодействия. Суммарное влияние всех скважин для любой точки пласта определяется по принципу сложения фильтрационных течений, т. е.

$$S_{\text{вл}} = \sum_{i=1}^n S_i, \quad (5.7)$$

где S_i — соответствующее понижение уровня, обусловленное действием i -й скважины; n — общее их число.

5.2. ИСХОДНАЯ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ, ОСНОВНЫЕ РЕШЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ПОЛУЧЕНИЯ

Поскольку размеры области влияния откачки, как правило, значительно превышают радиус скважины, то при построении математической модели потока скважина заменяется точечным или линейным источником — стоком, т. е. условной скважиной «исчезающе малого» размера ($r_0 \rightarrow 0$) и конечной длины в случае линейного источника. Поток вблизи такой скважины имеет радиальную или сферическую структуру. Моделирование скважин стоками и источниками упрощает задачу исследования притока воды к ней и дает возможность использовать имеющиеся в гидродинамике, а также в теории теплопроводности и теории электричества многочисленные решения, описывающие действие точечных и линейных источников-стоков на плоскости и в пространстве. Важно, что при

этом можно широко применять метод распределения источников по различным линиям, поверхностям и объемам, геометрически соответствующим реальным схемам расположения систем скважин в пластах, а также использовать метод суперпозиции и производить зеркальные отображения источников относительно контуров пласта, учитывая тем самым гидродинамический эффект границ. Особенно широко сейчас применяются методы интегральных преобразований, в частности, методы преобразований Лапласа, Лапласа — Карсона, Фурье и др. [Лыков, 1967; Карслоу, Егер, 1964; Канторович, 1964; Бочевер, 1968; Мироненко, Шестаков, 1978; Шестаков, 1979].

5.2.1. Радиальный и плано-радиальный потоки

Фундаментальными решениями исходного дифференциального уравнения (5.6) для неограниченной области движения подземных вод при условии, что $W_{\Pi} = 0$ и $V_{\Pi}^0 = 0$, являются:

для стационарной фильтрации

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln r + C, \quad (5.8)$$

для нестационарной фильтрации

$$S = \frac{1}{4\pi T} \int_0^t \frac{Q(\tau)}{t-\tau} \cdot e^{-\frac{r^2}{4a(t-\tau)}} d\tau, \text{ при } r = \sqrt{x^2 + y^2}. \quad (5.9)$$

Уравнения характеризуют действие линейного (точечного) стока (источника) на плоскости. На основе этих решений получают все известные зависимости для оценки водопритока к совершенным скважинам, работающим в напорных водоносных горизонтах.

Так, зависимость (5.8) для кругового пласта при граничных условиях на скважине $r = r_c$, $S = S_c$ и на внешнем контуре питания $r = R_K$, $S = S_K = 0$ (рис. 5.1) дает известное решение Ж. Дюпюи:

$$S = \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{R_K}{r_c}, \quad (5.10)$$

а для систем взаимодействующих скважин решение Ф. Форхгеймера (1933)

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi T} \left(\ln R_K - \frac{1}{n} \ln r_1 r_2 \dots r_n \right). \quad (5.11)$$

В общем случае для плано-радиального стационарного потока фундаментальное решение можно записать в виде

$$S = \frac{Q}{2\pi T} R(r, L, N), \quad (5.12)$$

где L, N — влияние граничных условий и неоднородность строения потока, в том числе перетекания.

При нестационарной фильтрации и граничном условии на скважине, заданном постоянным расходом:

$$Q_c = -2\pi T r \left. \frac{\partial S}{\partial r} \right|_{r=r_c} = \text{const}, \quad (5.13)$$

из зависимости (5.9) получают известное решение [Theis, 1935]

$$S = \frac{Q_c}{4\pi T} W(U), \quad U = \frac{1}{4f_0} = \frac{r^2}{4at}, \quad a = \frac{T}{\mu^*}, \quad (5.14)$$

где $W(U)$ — безразмерная функция скважины (Well-function), f_0 — безразмерное время (малый параметр Фурье), $f_0 = \frac{at}{r^2}$.

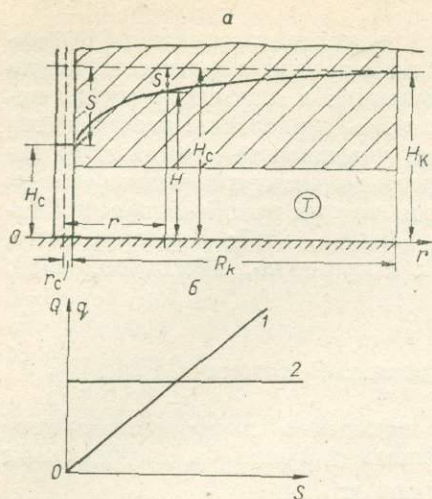


Рис. 5.1. Расчетная схема стационарной напорной фильтрации при откачке из совершенной скважины (а); теоретические кривые зависимости дебита (Q) и удельного дебита (q) скважины от понижения уровня (S) (б). Кривые зависимости: 1 — $Q = f(S)$; 2 — $q = f(S)$.

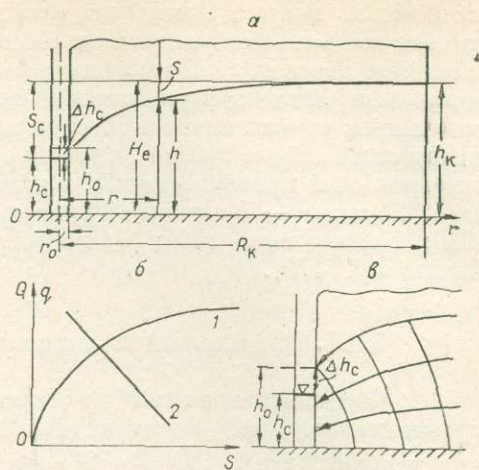


Рис. 5.2. Расчетная схема стационарной безнапорной фильтрации при откачке из совершенной скважины (а); б — теоретические кривые зависимости дебита (Q) и удельного дебита (q) скважины от понижения (S) (б); схема возникновения гидродинамического скачка (в). Кривые зависимости: 1 — $Q = f(S)$; 2 — $q = f(S)$.

Выражение (5.14) можно представить в более общем виде [Мироненко, Шестаков, 1978]

$$S = \frac{Q_c}{4\pi T} W(U, L, N), \quad (5.15)$$

где $W(U, L, N)$ — безразмерная функция, структура которой определяется строением потока (неоднородностью, расположением, числом и характером границ), числом и схемой расположения скважин, видом гидравлической взаимосвязи потока с соседними горизонтами и рекой.

Используя принцип суперпозиции, можно распространить фундаментальное решение (5.14) на случай переменного расхода источника-стока, задаваемого по ступенчатому графику (рис. 5.2). В этом случае для начальной ступени справедливо выражение (5.14), а для любой n -й ступени ($t_n \leq t \leq t_{n+1}$)

$$S = \frac{Q_c}{4\pi T} W(U) + \sum_{i=1}^n \frac{\Delta Q_i}{4\pi T} W(U'), \quad U' = \frac{r_i^2}{4a(t - t_i)}. \quad (5.16)$$

Если расход задан непрерывной функцией $Q(t)$, изменение уровня определяется интегралом Дюамеля [Боचेвер, 1968; Мироненко, Шестаков, 1978].

Влияние прямолинейных границ пласта учитывается методом отображений [Форхгеймер, 1935; Шестаков, 1973; Боचेвер, 1968; и др.]. Наличие прямолинейного постоянного контура питания учитывается заданием фиктивного зеркально отображенного относительно границы источника-стока той же интенсивности, но противоположного знака. В этом случае расчетную формулу для определения понижения уровня в любой точке пласта при нестационарной фильтрации получим путем вычитания соответствующих выражений функций скважин для реального $W(r, t)$ и фиктивного $W(\rho, t)$ источников-стоков, работающих в неограниченном пласте:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \left[W_1(r, t), W_1(r, t) = W_1(r, t) - W(\rho, t) \right]. \quad (5.17)$$

В случае непроницаемой границы ее гидродинамический эффект учитывается заданием фиктивного симметрично отображенного относительно

границы источника-стока той же интенсивности и знака. Соответственно расчетная формула получится при сложении решений для реального и фиктивного источников-стоков:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W_2(r, t), \quad W_2(r, t) = W(r, t) + W(\rho, t). \quad (5.18)$$

В выражениях (5.17) и (5.18) r и ρ — расстояния до расчетной точки от реального и фиктивного (отраженного) источников-стоков. Несложно распространяется метод отражений на условия углового и полоосообразного пластов [Боचेвер, 1968; Мироненко, Шестаков, 1978].

Для слоистых пластов, характеризующихся гидравлической взаимосвязью, фундаментальное решение (5.15) может быть записано в общем виде [Яacob, 1946; Хантуш, 1964]:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W\left(U, \frac{r}{B}\right), \quad (5.19)$$

где B — параметр перетекания, конкретное выражение которого зависит от характера гидравлической связи и числа взаимодействующих пластов.

Для потоков, обладающих анизотропией фильтрационных свойств в плане и имеющих различные коэффициенты фильтрации по направлению координат x и y , дифференциальное уравнение упругой фильтрации имеет вид:

$$k_x m \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + k_y m \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = \mu^* \frac{\partial S}{\partial t} \quad (5.20)$$

Введя в уравнение (5.20) новые координаты $x' = \lambda x$, $y' = \lambda y$, при $\lambda = \sqrt{\frac{k_x}{k_y}}$, запишем его в виде [Гавич, 1969]

$$a' \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y'^2} \right) = \frac{\partial S}{\partial z}, \quad a' = \frac{k_y m}{\mu^*}, \quad (5.20a)$$

соответствующему уравнению фильтрации (5.6) для изотропного пласта с коэффициентом фильтрации k_y при $W_n = 0$, $V_n^0 = 0$. Основное решение для плано-радиальной фильтрации при принятой системе координат имеет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi k_y m} \ln \frac{2,25a't}{r^2} \quad \text{при} \quad \frac{r^2}{4a't} = 0,1. \quad (5.21)$$

Влияние внешних границ пласта здесь учитывается так же, как для изотропного, на основе метода отображений. Приняв иные масштабные преобразования, можно получить [Шестаков, 1979] другие выражения для уравнения (5.20).

5.2.2. Сферический и профильно-радиальный потоки

Математическая модель потоков, характеризующихся существенной деформацией в вертикальной плоскости, строится с использованием точечных или линейных источников-стоков, действующих в пространстве.

Наиболее простым является сферический, который возникает при действии точечного источника-стока в неограниченном по мощности одно-родно-изотропном пласте. В этом случае линии тока имеют радиальное направление, а поверхности равного напора представлены концентрическими сферами радиусом ρ_0 с центром в источнике-стоке. При постоянной его интенсивности Q для стационарных условий при $V_n = 0$, $W_n = 0$ решение имеет вид [Форхгеймер, 1935]

$$S = \frac{Q}{4\pi k \rho_0} + C, \quad (5.22)$$

а для нестационарных условий [Хантуш, 1965; Бочеве́р и др., 1969]

$$S = \frac{Q}{4\pi k \rho_0} \operatorname{erfc} \lambda_0, \lambda_0 = \frac{\rho_0}{2\sqrt{at}}. \quad (5.23)$$

Зависимости (5.22) и (5.23) широко используются при расчетах несовершенных скважин с весьма короткими фильтрами ($\frac{l}{m} < 0,1$).

В остальных случаях при $1 \geq \frac{l}{m} \geq 0,1$ в качестве математической модели скважины используется линейный источник-сток, в котором расход скважины равномерно распределяется по ее оси, источник-сток сохраняет вертикальный размер фильтра скважины, а радиус ее $r_0 \rightarrow 0$. Для такой модели выражение для определения понижения $S_{r,z}$ в любой точке пласта в цилиндрической системе координат r, z получается интегрированием понижений dS от действия точечных источников-стоков интенсивностью $\frac{Q}{l} dz_0$, равномерно распределенных в пределах интервала рабочей части скважины l . При стационарном режиме фильтрации в однородном неограниченном по мощности пласте величина dS определяется, исходя из зависимости (5.22) с заменой Q на $\frac{Q}{l} dz_0$, и окончательное решение имеет вид

$$S_{r,z} = \frac{Q}{4\pi k l} R(\bar{r}, \bar{z}), \bar{r} = \frac{r}{l}, \bar{z} = \frac{z}{l} \quad (5.24)$$

при

$$R(\bar{r}, \bar{z}) = \operatorname{Arsh} \frac{\bar{z} + 0,5}{\bar{r}} - \operatorname{Arsh} \frac{\bar{z} - 0,5}{\bar{r}}. \quad (5.24a)$$

Оно получено и подробно исследовано в работах В. Д. Бабушкина и др. (1974). Основные решения для несовершенных скважин, работающих в пластах ограниченной мощности, получены М. Маскетом (1949).

При нестационарной фильтрации фундаментальное решение для точечного источника-стока имеет вид [Бочеве́р, 1968].

$$S = \frac{1}{8\pi^{3/2} k \sqrt{a}} \int_0^t \frac{Q(\tau) e^{-\frac{\rho^2}{4a(t-\tau)}}}{(t-\tau)^{3/2}} d\tau, \rho = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (5.25)$$

При постоянной интенсивности Q общее решение можно получить из зависимости (5.23) и представить в виде [Хантуш, 1965]

$$S_{r,z,t} = \frac{Q}{4\pi k l} R(\bar{r}, \bar{z}, U), U = \frac{r^2}{4at}, \quad (5.26)$$

$$R(\bar{r}, \bar{z}, U) = M\left(U, \frac{0,5 + \bar{z}}{\bar{r}}\right) + M\left(U, \frac{0,5 - \bar{z}}{\bar{r}}\right), \quad (5.26a)$$

где $M(U, \beta)$ — специальная функция, выражения которой приведены В. М. Мироненко, В. М. Шестаковым (1978).

Влияние плоских границ (кровли или подошвы пласта) учитывается на основе метода отображений [Форхгеймер, 1935; Шестаков, 1979].

Если пространство анизотропно и характеризуется различными коэффициентами фильтрации в горизонтальном k_r и вертикальном k_z направлениях, то для точечного источника-стока постоянной интенсивности Q решение (5.24) может быть представлено [Мироненко, Шестаков, 1978]

$$S = \frac{Q}{4\pi k r \sqrt{(xr)^2 + z^2}} \operatorname{erfc} \frac{\sqrt{(xr)^2 + z^2}}{2\sqrt{a_z t}}, \kappa = \sqrt{\frac{k_z}{k_r}}, a_z = \frac{k_z}{\eta^*}. \quad (5.27)$$

Другие решения исследованы в литературе [Бэр и др. 1974; Бочеве́р, 1968; Шестаков, 1973].

5.2.3. Применение методов интегрального преобразования

В данном случае задача сводится к решению интегрального аналога дифференциального уравнения. При этом число независимых переменных уменьшается за счет удаления той переменной, по которой ведется интегрирование, в фильтрационных расчетах скважин это обычно параметр времени.

Запишем дифференциальное уравнение (5.6) при $V_{II}^0 = 0$, $W_{II} = 0$ в виде [Мироненко, Шестаков, 1978]

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D(S), \quad (5.28)$$

где D — дифференциальный линейный оператор, содержащий производные от S только по пространственным координатам и коэффициенты, независимые от искомой функции S .

Если использовать преобразование Лапласа — Карсона [Деч, 1971] и ввести функцию

$$\tilde{S}(x, y) = \frac{1}{t_p} \int_0^{\infty} S(x, y, t) \cdot e^{-t/t_p} dt, \quad (5.29)$$

где t_p — параметр преобразования, имеющий размерность времени, то уравнение (5.28) можно перевести в стационарное

$$\frac{\tilde{S}}{t_p} - S|_{t=0} = D(\tilde{S}). \quad (5.30)$$

Принимая исходную пьезометрическую поверхность стационарной, т. е. считая $S|_{t=0} = 0$, получим

$$\tilde{S} - t_p D(\tilde{S}) = 0. \quad (5.31)$$

Граничные условия также переводятся в изображения применением к ним преобразования Лапласа — Карсона по (5.29). При этом, как видно из (5.29), граничные условия, постоянные во времени, сохраняют свой вид и после перехода к изображению. Решив задачу в изображениях, переход к оригиналу осуществляют по специальным таблицам обращения [Дитник, Прудников, 1965].

В развернутом виде уравнение (5.31а) имеет вид обыкновенного дифференциального уравнения

$$\frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\tilde{S}}{dr} \right) - \frac{1}{at_p} \tilde{S} = 0, \quad a = \frac{T}{\mu^*}, \quad (5.31a)$$

а граничные условия (5.13) и на бесконечности в изображениях запишутся так:

$$\left(r \frac{d\tilde{S}}{dr} \right)_{r=r_c} = -\frac{Q}{2\pi T}; \quad \tilde{S}|_{r \rightarrow \infty} = 0. \quad (5.32)$$

Для этих условий общим решением будет уравнение [Полубаринова-Кочина, 1977]

$$\tilde{S}(r) = \frac{Q}{2\pi T r_c} \cdot \frac{K_0(r \sqrt{1/at_p})}{1/\sqrt{at_p} \cdot K_1(\sqrt{1/at_p} \cdot r_c)}, \quad (5.33)$$

где K_0 и K_1 — функции Бесселя второго рода нулевого и первого порядка от мнимого аргумента. При $r_c/\sqrt{at_p} < 0,1$, функция $K_1(r_c \sqrt{1/at_p}) \approx \frac{1}{r_c} \times \sqrt{at_p}$ и формула (5.33) принимает вид

$$\tilde{S}(r) = \frac{Q}{2\pi T} K_0(r \sqrt{1/at_p}). \quad (5.34)$$

С помощью таблиц обращения от решения в изображениях можно перейти к оригиналу функции S :

$$S(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^t \frac{\exp\left(-\frac{r^2}{4a\tau}\right)}{\tau} d\tau = \frac{Q}{4\pi T} W\left(\frac{r^2}{4at}\right), \quad (5.35)$$

что тождественно уравнению (5.14). Если нет табличного оригинала, то применяют приближенные — численные методы обращения [Мироненко, Шестаков, 1978]. Преобразование Лапласа используется в работах Ф. М. Бочевера (1968), В. М. Шестакова (1973, 1979).

5.3. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ВОДОПРИТОКА К СОВЕРШЕННЫМ СКВАЖИНАМ (радиальная и плано-радиальная фильтрация)

5.3.1. Стационарная радиальная фильтрация

Исходное дифференциальное уравнение имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial S}{\partial r} \right) = 0, \quad (5.36)$$

а фундаментальное решение Ж. Дююи определяется зависимостью (5.8), которая при граничных условиях, показанных на рис. 5.1, принимает вид

$$S = S_c - \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{r}{r_c} \quad (5.37)$$

и используется для построения кривой депрессии. Это логарифмическая зависимость, согласно которой градиент потока быстро уменьшается с удалением от скважины, что видно, если продифференцировать (5.10) по r

$$\frac{\partial S}{\partial r} = -\frac{Q_c}{2\pi T} \cdot \frac{1}{r}. \quad (5.38)$$

Расход потока определяется по формуле Ж. Дююи

$$Q_c = \frac{2\pi T S_c}{\ln \frac{R_K}{r_0}} = \frac{2\pi T (H_K - H_c)}{\ln \frac{R_K}{r_0}}. \quad (5.39)$$

Удельный дебит находится из выражения

$$q = \frac{Q}{S} = \frac{2\pi T}{\ln \frac{R_K}{r_0}} \quad (5.40)$$

и от понижения не зависит (рис. 5.1).

Пользуясь напорной функцией U по (5.4) и (5.5), легко получить из приведенных уравнений аналогичные зависимости для грунтового потока: например, вместо уравнения (5.39) имеем

$$Q_c = \frac{\pi k (h_K^2 - h_c^2)}{\ln \frac{R_K}{r_0}} \quad \text{или} \quad Q_c = \frac{\pi k (2h_K - S_c) S_c}{\ln \frac{R_K}{r_c}}. \quad (5.41)$$

Как видно, расход скважины связан квадратичной зависимостью с понижением уровня воды, а удельный дебит уменьшается с увеличением понижения, что иллюстрируется графиками рис. 5.2. Расчеты величины Δh_c (гидродинамического скачка) описаны в работах Г. Н. Каменского (1943), В. М. Шестакова (1979) и др.

5.3.2. Нестационарная радиальная фильтрация

Фундаментальное решение (5.9) описывает воздействие на пласт линейного источника переменного расхода. Если принять интенсивность источника постоянной и равной q , то после преобразований, как показано в работе Ф. М. Бочевера (1968), приходим к известному решению Ч. Тейса [Theis, 1935]:

$$S_{r,t} = \frac{Q}{4\pi T} \int_{r^2/4at}^{\infty} \frac{e^{-U}}{U} dU = -E_i(-U) = W(U), \quad (5.42)$$

в котором функция скважины $W(U) = -E_i(-U)$ носит название «интегральная показательная функция». Она представляет собой быстро сходящийся ряд при всех значениях U , когда $0 < U < \infty$; с достаточной для практики точностью (в определении величины $S < 1-5\%$) он может быть заменен на выражение [Щелкачев, 1959]

$$-E_i(-U) \approx \ln \frac{1}{U} - C_0 = \ln \frac{2,25at}{r^2} \quad (5.43)$$

$$\text{при } U = \frac{r^2}{4aT} \leq 0,05 - 0,1 \text{ или } t \geq (2,5 - 5) \frac{r^2}{a}. \quad (5.44)$$

В этом случае формула (5.42) принимает вид

$$S_{r,t} = \frac{Q_c}{4\pi T} \ln \frac{2,25at}{r^2} \quad (5.45)$$

и становится внешне аналогичной формуле Дюпюи:

$$S_{r,t} = \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{R_{np}}{r}, \quad (5.46)$$

если радиус влияния в ней заменить приведенным радиусом влияния

$$R_{np} = 1,5\sqrt{at}. \quad (5.46a)$$

Расход потока в любом сечении оценивается по формуле, которая получается, если продифференцировать зависимость (5.42) по r и подставить в уравнение Дарси: $Q_c = -2\pi r T \frac{\partial S}{\partial r}$. После преобразований имеем

$$Q_{r,t} = Q_c e^{-r^2/4at}. \quad (5.47)$$

Как видно, расход очень быстро уменьшается во времени и стремится к расходу скважины Q_c .

5.3.3. Квазистационарная фильтрация

Формула (5.45) характеризует квазистационарный режим фильтрации, который имеет ряд особенностей, сближающих его со стационарным режимом.

Найдем в пределах зоны квазистационарного режима скорость

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{Q_c}{4\pi T} \cdot \frac{1}{t} \quad (5.48)$$

и градиент потока

$$\frac{\partial S}{\partial r} = - \frac{Q_c}{2\pi T} \cdot \frac{1}{r}. \quad (5.49)$$

Полученные зависимости показывают, что скорость изменения кривой депрессии от расстояния не зависит и, следовательно, во всех точках зоны квазистационарного режима скорость одинакова, а градиент потока не зависит от времени (как и для условий стационарной фильтрации). При этом разность понижений в двух точках кривой депрессии постоянна,

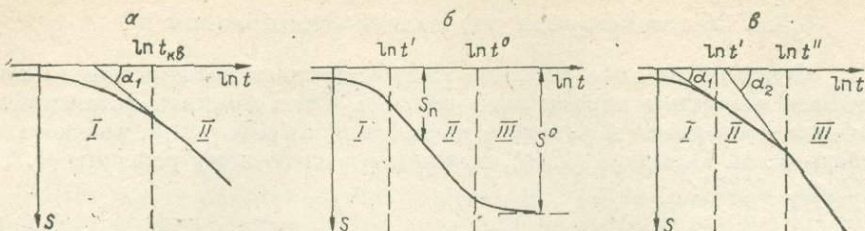


Рис. 5.3. Формирование кривых депрессий при откачках из скважин в изолированном напорном пласте.

а — неограниченный пласт (I, II — зоны соответственно нестационарной и квазистационарной фильтрации); б, в — полуограниченные пласты с граничным условием I (б) и II рода (в) (I, II, III — периоды соответственно начальной, когда не оказывается влияние внешней границы, переходной и практической стабилизации уровней, стремящихся к S_0).

что видно из уравнения

$$S_1 - S_2 = \frac{Q_c}{4\pi T} \left(\ln \frac{2,25at}{r_1^2} - \ln \frac{2,25at}{r_2^2} \right) = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}, \quad (5.50)$$

которое полностью совпадает с уравнением Ж. Дююи.

Следствием этих закономерностей является перемещение кривой депрессии во времени параллельно самой себе, поэтому период квазистационарной фильтрации называют упорядоченным или регулярным режимом. Область влияния этой зоны со временем расширяется и может быть определена из условия (5.44). Формирование кривых депрессий показано на рис. 2.5 и 5.3. Другие типы решений, полученные для различных законов изменения дебита скважины, подробно рассматриваются в литературе [Бочеве, 1968; Шестаков, 1973, 1979; Бочеве и др. 1969].

Применение формул (5.42) и (5.45) по схеме «большого колодца» ($r_0 = R_0$) требует оценки точности определения величины S , так как при этом существенно нарушается принятое условие $r_0 \rightarrow 0$. В работе [Щелкачев, 1959] показано, что при $f_0 = \frac{at}{r_0^2} \geq 100$ ошибка не превышает 1%.

Там же доказано, что с допустимой погрешностью (до 10%) возможно использовать формулы (5.42) и (5.45) для расчетов величины S в ограниченных пластах, если соблюдается условие

$$F_0^* = \frac{r}{R_K^2} \leq 0,3, \quad r \leq 0,1 R_K, \quad (5.51)$$

где R_K — расстояние до границы.

Теоретически по формулам (5.42), (5.45) влияние откачки распространяется до бесконечности, в действительности перераспределение напоров конечно. В. Н. Щелкачев (1959) ввел понятие «условный радиус влияния» $R_{вл}$ откачки, которым оценивается такое расстояние от скважины, дальше которого в данный момент времени эффект откачки практически не сказывается (при заданном «пороге чувствительности» величины $S_{вл}$). Вычисляют условные радиусы по понижению и расходу, при этом второй оказывается значительно больше первого [Бочеве, 1968; Шестаков, 1979]. Условный радиус не тождествен приведенному радиусу $R_{пр}$, определяемому по (5.46а), так как последний характеризует зону квазистационарной фильтрации в выбранный момент времени t .

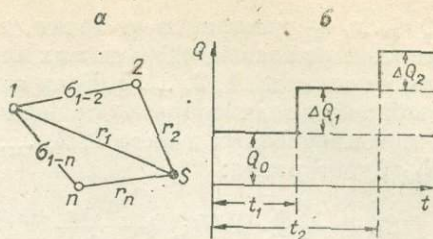
Решения задачи о притоке подземных вод к скважине при граничном условии, заданном постоянным понижением ($S_0 = \text{const}$), рассматриваются подробно в работе Ф. М. Бочеве (1968).

5.3.4. Плано-радиальная фильтрация

Возникает в зоне действия неупорядоченных систем взаимодействующих скважин, а также, когда одиночные скважины или их системы работают вблизи каких-либо границ.

Рис. 5.4. К расчетам взаимодействующих и переменного действующих скважин.

а — расположение n взаимодействующих скважин; б — ступенчатое изменение дебита скважины.



При построении расчетных зависимостей для таких условий используется принцип суперпозиции, $S = \sum_i^n S_i$. В качестве S_i рассматривается решение, полученное для одиночной скважины в соответствующих гидрогеологических условиях. Впервые такой прием использовал Ф. Форхгеймер (1935), решая задачу о стационарном притоке воды к системе взаимодействующих совершенных скважин в напорном пласте (рис. 5.4, а). Приняв за исходное решение Дююи, он получил

$$S = \frac{Q_1}{2\pi T} \ln \frac{R_1}{r_1} + \frac{Q_2}{2\pi T} \ln \frac{R_2}{r_2} + \dots + \frac{Q_n}{2\pi T} \ln \frac{R_n}{r_n}. \quad (5.52)$$

Принимая расстояние между скважинами существенно меньше радиуса влияния $\sigma_i \ll R_i$ и считая, что $R_1 \simeq R_2 \simeq \dots \simeq R_n \simeq R$, можно вместо (5.52) записать

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi T} \sum_1^n \alpha_i \ln \frac{R}{r_i}, \quad \alpha_i = \frac{Q_i}{Q_{\text{сум}}}, \quad Q_{\text{сум}} = \sum_1^n Q_i. \quad (5.52a)$$

Если $Q_1 = Q_2 = \dots = Q_n = Q$, то $\alpha = \frac{1}{n}$, и тогда вместо зависимости (5.52a) имеем

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi T} \left(\ln R - \frac{1}{n} \ln r_1, r_2, \dots, r_n \right). \quad (5.53)$$

Располагая скважины по кругу радиусом $r_0 = r_1 = r_2 = \dots = r_n$, получим известную формулу Ф. Форхгеймера для определения понижения в центре «большого колодца»:

$$S_0 = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi T} \ln \frac{R_0}{r_0}. \quad (5.53a)$$

В общем случае понижение в любой из взаимодействующих скважин можно определить по формуле

$$S_i = S_i^0 + \sum_1^{n-1} S_i^* = \frac{Q_i^0}{2\pi T} \ln \frac{R}{r_i^0} + \frac{Q_{\text{сум}}^*}{2\pi T} \sum_1^{n-1} \alpha_i \ln \frac{R}{r_i^*}, \quad (5.54)$$

где S_i^0 — понижение от действия самой скважины с радиусом r_i^0 и дебитом Q_i^0 ; S_i^* — понижения, формирующиеся от влияния других $n - 1$ взаимодействующих скважин, расположенных на расстояниях r_i^* от рассматриваемой скважины, суммарный дебит которых равен $Q_{\text{сум}}^* = Q_{\text{сум}} - Q_i^*$. В условиях нестационарной фильтрации, когда n взаимодействующих скважин работают в однородном бесконечном пласте с постоянным дебитом и вводятся в работу последовательно, общее понижение от их совместного действия на время t находится из уравнения

$$S = \frac{Q_1}{4\pi T} W(U_1) + \frac{Q_2}{4\pi T} W(U_2) + \dots + \frac{Q_i}{4\pi T} W(U_i) \quad (5.55)$$

$$U_i = \frac{r_1^2}{4a(t-t_1)}, \quad U_2 = \frac{r_2^2}{4a(t-t_2)}, \quad \dots \quad U_i = \frac{r_i^2}{4a(t-t_i)}, \quad (5.55a)$$

где $r_1, r_2 \dots r_i$ — расстояние от точки, в которой определяется понижение S до каждой из взаимодействующих скважин; t_1, t_2, \dots, t_i — время начала откачки из скважин 1, 2, ..., i . Если одна из i -х скважин в момент t_j изменяет свой дебит скачкообразно на величину $\Delta Q_j = Q_j - Q_{j-1}$, то за время $t > t_j$ при изменениях дебита 1, 2, ..., j раз конечная величина понижения S_{ij} будет равна:

$$S_{ij} = \frac{Q_{i0}}{4\pi T} W(U_i) + \frac{\Delta Q_{i,1}}{4\pi T} W(U_{i,1}) + \dots + \frac{\Delta Q_{ij}}{4\pi T} W(U_{ij}). \quad (5.56)$$

$$U_i = \frac{r_i^2}{4at}, U_{i,1} = \frac{r_i^2}{4a(t-t_1)}, \dots, U_{ij} = \frac{r_i^2}{4a(t-t_j)}; \quad (5.56a)$$

$$\Delta Q_{i1} = Q_{i1} - Q_{i0} \dots, \Delta Q_{ij} = Q_{ij} - Q_{ij-1} \quad (5.56b)$$

где $Q_{i,0}$ — первоначальный дебит i -й скважины, с которым она работает весь расчетный момент времени t ; $\Delta Q_{i,1}$ — дополнительный дебит в этой же скважине, который она получает в момент времени (t_1) и работает с ним время $(t - t_1)$; ΔQ_{ij} — то же, для момента времени t_j .

Аналогично можно построить выражение для определения понижения уровня в любой другой скважине на какую угодно ступень откачки.

5.3.5. Учет прямолинейных границ пласта в плане

Влияние прямолинейных границ с граничными условиями первого и второго рода учитывается на основе метода зеркальных отображений. Этот прием позволяет гидродинамическое действие каждой границы эквивалентно заменить действием фиктивных (зеркально отображенных) скважин и свести сложную расчетную схему к более простой схеме бесконечного пласта, в котором работает система взаимодействующих реальных и фиктивных скважин. Режим работы фиктивных скважин определяется характером граничных условий, заданных на прямолинейных границах, и выбирается таким, чтобы сохранилась неизменной гидродинамическая сетка движения, отвечающая исходной заданной ситуации.

Если скважина работает у прямолинейной границы постоянного напора ($H = \text{const}$ или $S = 0$), то ее действие учитывается заданием фиктивной нагнетательной скважины, представляющей собой зеркальное отображение действующей скважины, и тем самым схема полуограниченного пласта заменится на расчетную схему бесконечного пласта, в котором работают две скважины с одинаковым дебитом: одна в режиме откачки, другая в режиме нагнетания (рис. 5.5). Понижение в расчетной точке будет определяться уравнением

$$S = \frac{Q}{4\pi T} [W(U) - W(U')], U = \frac{r^2}{4at}, U' = \frac{\rho^2}{4at}, \quad (5.57)$$

а на границе $r = \rho$, $U = U'$, $S = 0$, что соответствует заданному граничному условию.

При определении понижения в скважине в аргументах U и U' следует принять $r = r_c$, $\rho = 2L$. Если откачка длительная в зоне действия скважин устанавливается квазистационарный режим, для которого справедливо условие (5.44),

$$\frac{\rho^2}{4at} \ll 0,05 - 0,1, \quad (5.58)$$

то, заменяя функции $W(U)$ и $W(U')$ их логарифмическими представлениями, получим

$$S = S^0 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{2,25at}{r^2} - \ln \frac{2,25at}{\rho^2} \right) = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{\rho}{r}, \quad (5.59)$$

а для скважины будем иметь формулу

$$S_c = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2L}{r_c}, \quad (5.59a)$$

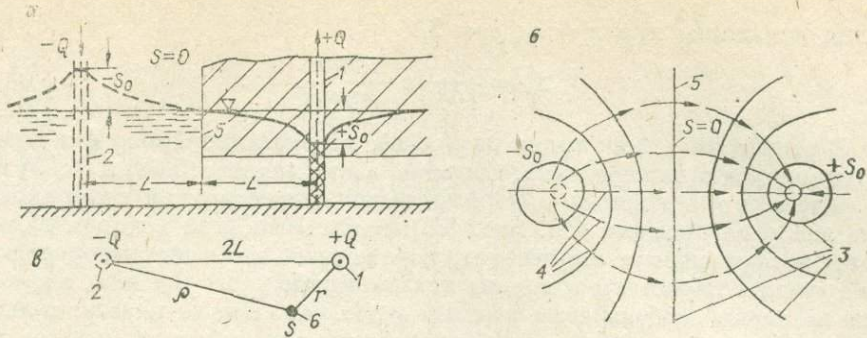


Рис. 5.5. Скважина у прямолинейной границы постоянного напора (у реки). а — разрез через скважину нормально к границе; б — схематическая гидродинамическая сетка движения в плане; в — расчетная схема. 1, 2 — реальная и отображенная скважины; 3 — линии напора; 4 — линии тока; 5 — урез реки (граница постоянного напора); 6 — расчетная точка.

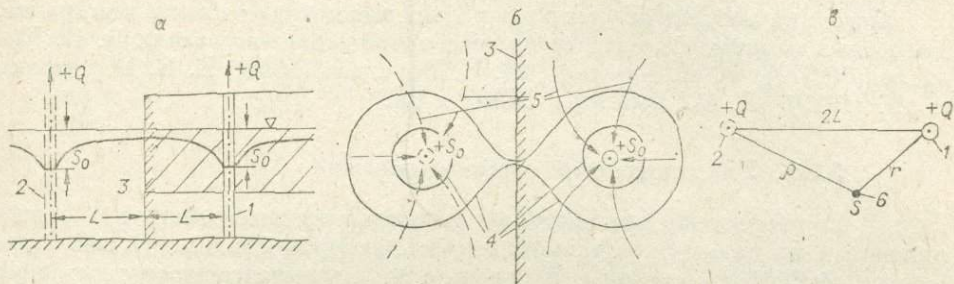


Рис. 5.6. Скважина у прямолинейного непроницаемого контура. а — разрез через скважину нормально к границе; б — схематическая гидродинамическая сетка движения в плане; в — расчетная схема. 1, 2 — реальная и отображенная скважины; 3 — непроницаемая граница; 4 — линии напора; 5 — линии тока; 6 — расчетная точка.

впервые доказанную Ф. Форхгеймером (1935). Согласно формулам (5.57), (5.59) можно выделить три периода формирования депрессионной поверхности в зоне действия скважины (см. рис. 5.3б): начальный, когда влияние границы не сказывается и понижение можно рассчитывать по формуле (5.42); переходный, определяемый (5.57); стационарный, при котором понижение асимптотически стремится к значениям S^0 , определяемым зависимостями (5.59) или (5.59а).

В. М. Шестаков (1979) показал, что влияние границы необходимо учитывать, начиная со времени

$$t' = 0,36 \frac{\rho^2}{a} \sqrt{\frac{\sigma_S \rho}{r}}. \quad (5.60)$$

Период стабилизации уровня находится с учетом погрешности σ_s по формуле

$$t^0 = 0,054 \frac{\rho^0}{a \sigma_S \lg \rho / r}. \quad (5.61)$$

Если скважина работает у прямолинейной непроницаемой границы ($Q = 0$), то ее действие учитывается заданием фиктивной (отображенной) скважины, работающей с тем же дебитом в режиме откачки (рис. 5.6). Понижение в расчетной точке находится из выражения

$$S = \frac{Q}{4\pi T} [W(U) + W(U')], \quad (5.62)$$

а если справедливо условие (5.58), то

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2,25at}{\rho \cdot r}, \quad (5.63)$$

а для скважины при $r = r_c$, $\rho = 2L$

$$S_c = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2,25at}{r_c \cdot 2L}. \quad (5.63a)$$

В этом случае, как видно из (5.63а), квазистационарная фильтрация в стационарную не переходит. Согласно зависимостям (5.62) и (5.63) можно выделить три периода в формировании депрессионной поверхности в зоне действия скважин (см. рис. 5.6): начальный, при котором влияние границы практически отсутствует; переходный, в течение которого влияние границы нарастает; и период квазистационарного режима, аналогичного по своим особенностям режиму в неограниченном пласте; только в данном случае снижение уровней происходит как бы при удвоенном дебите скважины и расчетном расстоянии, равном $\sqrt{r\rho}$. Поэтому график $S \div \ln t$ в этот период прямолинейный, но уклон его в два раза больше, чем в таком же неограниченном пласте, т. е. $\text{tg } \alpha_2 = 2\text{tg } \alpha_1$ [Шестаков, 1979].

Методика построения расчетных зависимостей для пласта квадранта, полосовых пластов и другие схемы рассматриваются в работах В. М. Шестакова (1979), Ф. М. Бочевера, Н. Н. Веригина (1961), Б. В. Боровского и др. (1979), Ф. М. Бочевера (1968) и др.

5.3.6. Упорядоченные системы скважин

К упорядоченным системам относятся группы дискретно расположенных по каким-либо геометрическим фигурам скважин и так называемые обобщенные системы. В первом случае удастся существенно упростить расчеты, выразив конечные формулы в более простом виде. Эти приемы широко используются в работах В. Н. Шелкачева (1959), И. А. Чарного (1956), М. Маскета (1949), Ф. М. Бочевера, Н. Н. Веригина (1961) и др.

Метод обобщенных систем скважин развит в работе Ф. М. Бочевера (1968) и позволяет реальные их группы заменить бесконечным множеством линейных источников с постоянным расходом, равномерно распределенным по линии или площади, приблизительно соответствующим действительному расположению скважин. Суммарный расход этих источников равен расходу реальных скважин:

$$Q_{\text{сум}} = \sum_1^n Q_i = q\omega, \quad (5.64)$$

где q — расход на единицу длины контура или площади ω , в пределах которых располагаются скважины.

Для расчета таких систем используются исходные зависимости для источников с постоянной интенсивностью. Интегрируя эти зависимости применительно к выбранной схеме водозабора, получают расчетные формулы для определения уровня S и гидравлического сопротивления R . Поскольку этим приемом из рассмотрения исключается зона резкой деформации, то полное понижение в скважине S находится применением метода фильтрационных сопротивлений:

$$S = S_w + \Delta S_{\text{СКВ}}, \quad (5.65)$$

где S_w — понижение уровня, обусловленное действием обобщенной системы; $\Delta S_{\text{СКВ}}$ — дополнительное понижение уровня в самой скважине.

Соответственно полное безразмерное сопротивление R выразится как

$$R = R_w + R_{\text{СКВ}}. \quad (5.65a)$$

Здесь R_w характеризует внешнее сопротивление, которое зависит от размеров участка взаимодействующих скважин, условий на границах пласта, его строения и продолжительности действия скважин. Величина $\Delta R_{\text{СКВ}}$ — дополнительное сопротивление, определяемое в зависимости от расста-

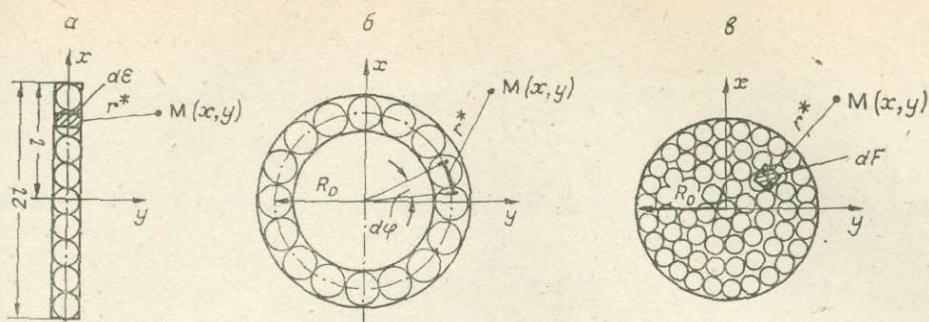


Рис. 5.7. Типовые схемы обобщенных систем скважин.
а — линейная; б — кольцевая; в — площадная.

новки скважин внутри системы и степени их гидродинамического совершенства.

В работе Ф. М. Бочевера (1968) рассматриваются решения для обобщенных систем скважин в виде прямой линии (галереи), ограниченных и неограниченных размеров, бесконечной полосы, кольца и ограниченной площади (рис. 5.7). Общее решение для определения S_{ω} можно записать в виде

$$S_{\omega} = \frac{Q_{\text{сум}}}{4\pi T} R_{\omega}. \quad (5.66)$$

Здесь R_{ω} имеет конкретные значения для линейного ряда $R_{\text{л}}$, для кольца — $R_{\text{к}}$, для площадной системы — $R_{\text{пл}}$; они находятся по таблицам и графикам, приведенным Ф. М. Бочевым (1968). Численные сопоставления с точными решениями показывают, что уже при $F_0 > 5$ погрешность замены дискретных скважин на обобщенную систему не превышает 3–5%. При этом достаточно, чтобы число скважин в ряду, кольце, на площади было больше трех; для линейного ряда $F_0 = \frac{at}{l^2}$, где l — половина длины ряда, для кольцевой и площадной систем $F_0 = \frac{at}{R_0^2}$, а R_0 — радиус кольца или площади. При определении понижения уровня в точках, удаленных от обобщенных систем, эти системы можно заменить единичной скважиной с суммарным расходом, так как на расстояниях $\bar{r} = \frac{r}{R_0}$ или $\bar{x} = \frac{x}{l}$ 1,5 или больше оси системы, при $F_0 > 5$ относительная ошибка не превышает 5%.

Расчеты взаимодействующих обобщенных систем производятся так же, как и единичных скважин, по методу суперпозиции.

Для определения понижения уровня в одной из скважин обобщенной системы определяют величину $\Delta S_{\text{скв}}$, пользуясь зависимостью

$$\Delta S_{\text{скв}} = \frac{Q_{\text{скв}}}{2\pi T} \Delta R_{\text{скв}}, \quad (5.67)$$

где $Q_{\text{скв}}$ — расход данной скважины, в которой определяется понижение уровня S , $\Delta R_{\text{скв}}$ — внутреннее гидравлическое сопротивление, определяемое в зависимости от схемы расположения скважин внутри системы [Бочев, 1968].

5.4. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ВОДОПРИТОКА К СКВАЖИНАМ В СЛОИСТЫХ СИСТЕМАХ (плано-пространственная фильтрация)

В слоистых системах существует перетекание по различным схемам (рис. 5.8). В этом случае для каждого водоносного пласта распределение напоров (понижений) описывается уравнением (5.6), в котором

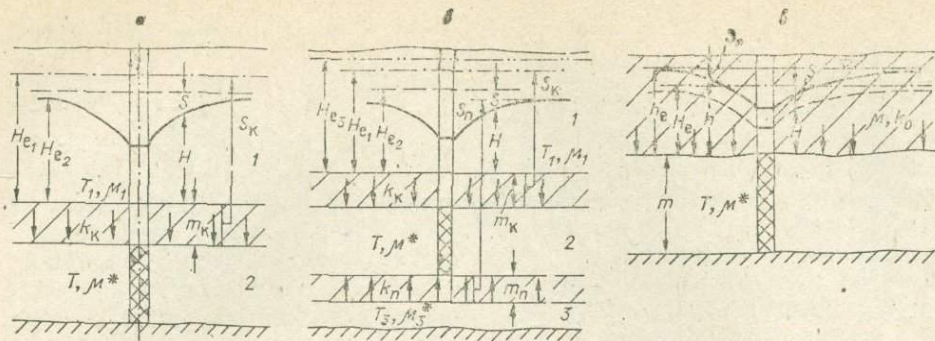


Рис. 5.8. Типовые схемы слоистых систем с перетеканием.

а — два основных водоносных горизонта и разделяющий слой, перетекание во второй пласт при постоянном или переменном уровне воды (H_{e1}) в пласте первом; б — три основных водоносных горизонта и два разделяющих слоя, перетекание во второй пласт при постоянных или переменных уровнях воды в первом (H_{e1}) и третьем (H_{e3}) пластах; в — двухслойная толща с перетеканием воды из суглинков (грунтовые воды) в пески (напорные воды).

$W_{II} = 0$, а скорости фильтрации V_K и V_{II} (на кровле и подошве пласта) определяются условиями перетекания в разделяющем слое, в котором в общем случае принимается упругий режим. Тогда задача о неустановившейся фильтрации применительно к схеме рис. 5. 8, а, когда $H_{e1} \neq \text{const}$, решается на основе следующей системы уравнений:

$$a_1 \nabla^2 S_1 - \frac{k_K}{\mu_1} \frac{\partial}{\partial z} S_K(r, z_1, t) = \frac{\partial S_1}{\partial t} \quad (5.68)$$

$$a^* \nabla^2 S + \frac{k_K}{\mu^*} \frac{\partial}{\partial z} S_K(r, z_2, t) = \frac{\partial S}{\partial t}, \quad (5.68a)$$

$$a^* \frac{\partial^2 S_K}{\partial z^2} = \frac{\partial S_K}{\partial t} \quad (5.68б)$$

Для схемы рис. 5.8, б уравнения (5.68) и (5.68б) сохраняются, и для основных горизонтов 2 и 3 и нижнего разделяющего слоя добавляются аналогичные уравнения (5.68), (5.68a), (5.68б). Системы уравнений решаются очень сложно, различные их модификации рассмотрены в работах Ф. М. Бочера (1968), В. М. Шестакова (1979) и др.

Широко используется схема «жесткого перетекания», когда пренебрегают упругим режимом в разделяющих пластах, осредняют напор по мощности пластов, и скорости перетекания в кровле и подошве водоносного пласта определяются зависимостями

$$V_K = k_K \frac{H_K - H}{m_K}, \quad V_{II} = k_{II} \frac{H_{II} - H}{m_{II}}, \quad (5.69)$$

где H_K, H_{II} — напоры в соседних водоносных пластах, лежащих в кровле и подошве данного; m_K, m_{II}, k_K, k_{II} — соответственно мощности и коэффициенты фильтрации разделяющих слоев в кровле и подошве исследуемого водоносного пласта. Подставив выражение (5.69) в уравнение (5.6), получим дифференциальное уравнение для основного водоносного пласта

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial H}{\partial r} \right) + B_K^2 (H_K - H) + B_{II}^2 (H_{II} - H) = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.70)$$

где B_K, B_{II} — коэффициенты перетекания:

$$B_K = \sqrt{\frac{k_K}{m_K T}}, \quad B_{II} = \sqrt{\frac{k_{II}}{m_{II} T}} \quad (5.70a)$$

Если принять $H_K = H_{II} = H_0 = \text{const}$ и $S = H_0 - H$, то уравнение (5.70) можно записать иначе:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial S}{\partial r} \right) - B^2 S = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial S}{\partial t}, \quad (5.71)$$

$$B = \sqrt{B_k^2 + B_n^2} = \sqrt{\left(\frac{k_k}{m_k} + \frac{k_n}{m_n} \right) \cdot \frac{1}{T}}. \quad (5.71a)$$

Задачу в такой постановке при условии $B_k = B_n = B$ и постоянном дебите скважины рассмотрели Ч. Джейкоб и М. Хантуш (1964). Решение имеет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W_n \left(U, \frac{r}{B} \right), \quad U = \frac{r^2}{4at}, \quad B = \sqrt{\frac{a}{B}} = \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}. \quad (5.72)$$

Функция $W_n \left(U, \frac{r}{B} \right)$ приведена во многих работах [Бар и др., 1971; Бочевер, 1968; и др.]. Анализ полученного решения показывает, что при $t > (2 \div 2,5) \frac{r^2}{a}$, $\frac{r}{B} < 0,2$ функция $W \left(U, \frac{r}{B} \right)$ может быть выражена как $W_n \left(U, \frac{r}{B} \right) = 2K_0 \left(\frac{r}{B} \right) - I_0 \left(\frac{r}{B} \right) [-E_i(-Bt)]$, где K_0 и I_0 — символы функции Бесселя второго и первого рода от мнимого аргумента. При длительной откачке, когда $t \geq \frac{3 \div 5}{B}$, второй член в вышеприведенном выражении стремится к нулю, и фильтрация вместо (5.72) описывается уравнением

$$S = \frac{Q}{2\pi T} K_0 \left(\frac{r}{B} \right), \quad (5.73)$$

которое было получено Н. К. Гириным (1947), А. Н. Мятлевым (1947), Джейкобом [Jacob, 1946] и др. Как видно из уравнения (5.73), понижение уровня со временем стабилизировалось и образовалась стационарная воронка депрессии. При определении понижения в самой скважине, учитывая, что $\frac{r_0}{B} \ll 1$ (r_0 — радиус скважины) и при этом $K_0 \left(\frac{r_0}{B} \right) \approx \frac{1,12 B}{r_0}$, вместо (5.73) получим

$$S_{\text{скв}} = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,12 B}{r_0} \quad (5.73a)$$

что идентично формуле Дююи, если принять $R_{\text{вл}} = 1,12 B$. Формула справедлива для расчетов в зоне, где $r < (0,1 \div 0,34) B$. Перетекание здесь не изменяет воронки депрессии, так как разность понижений $S_{\text{скв}} - S$ подчиняется уравнению Дююи, и, следовательно, справедливы все зависимости, полученные для схемы изолированного пласта [Шестаков, 1979].

Влияние перетекания на режим снижения уровня воды при откачке в слоистой системе показано на рис. 5,9, где приведены два графика, которые характеризуют общий ход снижения уровня в двухпластовой системе: один при постоянном напоре в соседнем питающем горизонте, другой в условиях постоянной его сработки. В первом случае уровень выходит на стабилизацию, что отвечает уравнению (5.73), во втором наблюдается три периода: в начале (до заметного снижения уровня в питающем горизонте) понижение формируется согласно зависимости (5.72), потом наступает переходный период сложного взаимодействия двух пластов, и, наконец, снижение уровня происходит как в едином пласте суммарной проводимости, т. е. согласно зависимости (5.42), в которой $T = T_1 + T_2$, $\mu_{\text{об}}^* = \mu^* + \mu_1 + \mu_k$ (коэффициенты водоотдачи основных пластов и разделяющего слоя). Подробно гидродинамика таких откачек рассмотрена в работах Ф. М. Бочевера (1968), В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1978) и др., где показано, что в каждом горизонте уровни снижаются непрерывно, фильтрация не стабилизируется и идет сработка запасов подземных вод (см. рис. 5.9, в). При откачке из n взаимодействующих скважин расчетное понижение определяется методом суперпозиции.

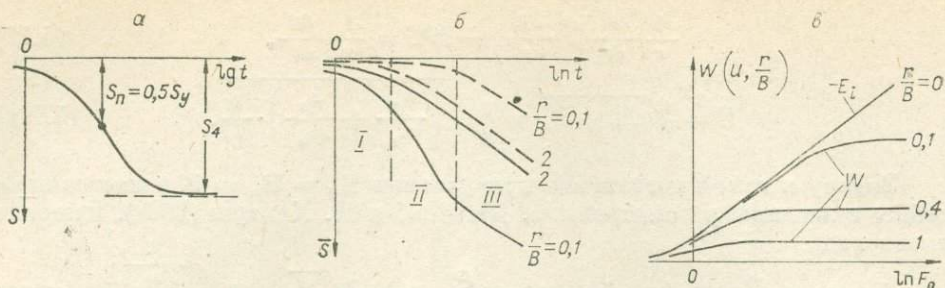


Рис. 5.9. Формирование кривых депрессий при откачке из скважины в слоистых гидравлически связанных системах.

a — типовой график изменения уровня при неизменном напоре в соседних пластах (имеется точка перегиба, где понижение S_{II} равно половине стационарного S_y); *б* — графики изменения уровня в двухпластовой системе (сплошная линия — основной пласт, первый, из которого идет откачка; пунктирная — соседний пласт, второй; I, II, III — соответственно периоды формирования кривой депрессии: при малом влиянии перетекания, при сложном взаимодействии пластов, в условиях их работы как единой системы с суммарной проводимостью); *в* — график формирования уровня в неограниченном изолированном пласте ($-E_i$) и в условиях перетекания (W).

Двухслойная толща (см. рис. 5.8, *в*), содержащая грунтовые воды в суглинистом верхнем слое и напорные воды в нижнем песчаном пласте, также характеризуется перетеканием и исследуется на основе решения следующих дифференциальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} W - \mu \frac{\partial h}{\partial t} &= K_0 \left(\frac{h-H}{h} \right) \\ \alpha^* \nabla^2 H + \frac{K_0}{\mu^*} \left(\frac{h-H}{h} \right) &= \frac{\partial H}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (5.74)$$

где h — глубина воды от свободной поверхности до кровли нижнего слоя, $K_0 \mu$ — параметры верхнего слоя, d^* , μ^* , H — параметры и напор нижнего слоя, W — интенсивность питания.

Решение в общем виде запишем [Боचेвер, 1968]:

$$S_0 = \frac{Q}{4\pi T} R_c, R_c = -E_i(U) - I\left(U, \frac{r}{B}\right) \quad (5.75)$$

(для верхнего пласта)
при

$$U = \frac{r^2}{4a^{**}t}, a^{**} = \frac{T(1 + \varphi_{л,ср})}{\mu^{**}}, \mu^{**} = \mu + \mu^*, B = \sqrt{\frac{T h_{ср} \mu}{K_0 \mu^{**}}}; \quad (5.75a)$$

$$S_H = \frac{Q}{4\pi T} \left[-E_i(-U) - \left(1 - \frac{h_e - S_0}{h_{ср}} I\left(U, \frac{r}{B}\right) \right) \right] \quad (5.76)$$

(для нижнего пласта).

При выполнении условия

$$t \geq (3 \div 5) \frac{\mu h_{ср}}{k_0} \quad (5.77)$$

второй член в формуле (5.76) стремится к нулю. Тогда она по виду становится аналогичной зависимости для напорного изолированного пласта, но отличается от нее по содержанию, так как имеет в аргументе U характеристики водоотдачи обоих слоев. Перетекание из суглинков в пески создает такой же гидродинамический эффект, как поступление воды из пористых блоков в крупные трещины основного водоносного пласта [Боचेвер, 1968]. Это сходство подчеркивается идентичностью графиков снижения уровней, на что обращают внимание В. А. Мироненко и В. М. Шестаков.

5.5. ОСНОВЫ ТЕОРИИ ВОДОПРИТОКА К НЕСОВЕРШЕННЫМ СКВАЖИНАМ (плоско-вертикальная и сферическая фильтрация)

При работе несовершенных скважин возникает фильтрация, которая характеризуется наличием в общем случае трехмерного движения в зоне, примыкающей к скважине. В силу радиальной симметрии потока использованием цилиндрической (линейный сток) и сферической (точечный сток) систем координат эта фильтрация сводится к плоско-вертикальной (v_r, v_z) и сферической (v_p). Строго приток воды к скважине неравномерен по высоте и усиливается на концевых участках фильтра. Математически учесть это очень сложно, и поэтому в качестве основных применяются модели точечных ($r_0 \rightarrow 0$) и линейных ($l, r_0 \rightarrow 0$) источников-стоков, имеющих равномерную интенсивность притока.

5.5.1. Неограниченный пласт

Скважина с коротким фильтром ($\frac{l}{m} < 0,1$) моделируется точечным источником-стоком (рис. 5.10), который в неограниченном по мощности пласте создает сферический поток. Понижение в таком потоке под действием источника-стока с расходом Q определится уравнением

$$S = H_0 - H = \frac{Q}{4\pi k \rho}. \quad (5.78)$$

Расход сферической скважины радиусом ρ_0 находится как

$$Q = 4\pi k \rho_0 S_0. \quad (5.79)$$

В условиях нестационарной упругой фильтрации [Мироненко, Шестаков, 1978; Хантуш, 1965] решение имеет вид (5.24).

Для скважин с длинными фильтрами $\frac{l}{m} > 0,1$ используется модель линейного стока (см. рис. 5.10), вдоль которого непрерывно располагаются точечные стоки с одинаковой интенсивностью $q = \frac{Q}{l}$ [Бочевер и др., 1969; Бочевер, Веригин, 1961]. Фундаментальное решение имеет вид (5.25).

При использовании формулы (5.24) для нахождения понижения уровня в скважине при $r = r_c$ величина S_c оказывается переменной по высоте фильтра вследствие принятого условия о постоянстве q . Для нахождения постоянного понижения уровня в скважине используют различные приемы его осреднения, которые приводят зависимость (5.25) к выражению

$$S_c = \frac{Q}{2\pi k l} \ln \frac{\alpha l}{r_c}. \quad (5.80)$$

Здесь при больших значениях аргумента Arsh принята замена $\text{Arsh } x \approx \ln 2x$ и введен под логарифм коэффициент α , учитывающий способ задания расчетного понижения. Так, по М. Маскету (1949), $\alpha = 0,66$, по Н. Н. Веригину (1961), $\alpha = 0,735$; практически можно принимать $\alpha = 0,7$.

Для условий анизотропии расчетные формулы приводятся в работе В. М. Шестакова (1979).

5.5.2. Полуограниченные и ограниченные пласты

Наличие непроницаемых границ (кровли или подошвы) над источником-стоком учитывается введением зеркально отраженного источника-стока (см. рис. 5.10) той же производительности с заменой согласно правилам ρ на ρ' и суммированием понижений. Так, для точечного стока и непроницаемой кровли понижение в любой точке пласта опреде-

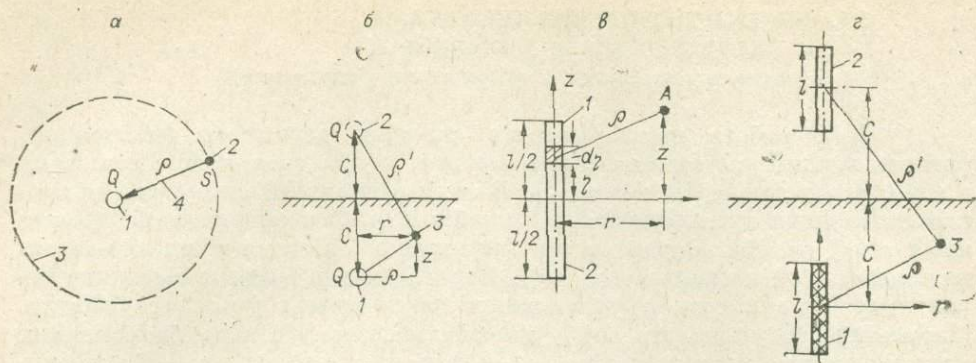


Рис. 5.10. Модели несовершенных скважин в различных по мощности пластах. а — модель скважины с коротким фильтром в неограниченном пласте (1 — точечный источник-сток; 2 — расчетная точка, 3 — проекция поверхности пара, 4 — линия тока); б — то же, в полуограниченном пласте (1 — точечный источник-сток у кровли, 2 — его зеркальное отображение, 3 — расчетная точка); в — модель скважины с длинным фильтром в неограниченном пласте; г — то же, в полуограниченном (1 — линейный источник-сток у кровли, 2 — его зеркальное отображение).

лится выражением

$$S = \frac{Q}{4\pi k} \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho'} \right) \quad (5.81)$$

при

$$\rho = \sqrt{r^2 + z^2}, \quad \rho' = \sqrt{r^2 + (2c - z)^2}. \quad (5.81a)$$

Если сток находится непосредственно на кровле (полусферическая скважина или колодец, вскрывающие дном напорный пласт), то приток к полусфере будет вдвое меньше, чем по уравнению (5.79), а именно

$$Q = 2\pi k r_0 S_0. \quad (5.82)$$

Ф. Форхгеймером (1935) получена формула для таких же условий, но в случае плоского дна колодца:

$$Q = 4\pi k_0 S_0. \quad (5.83)$$

Аналогичным образом получаются формулы для скважин с длинными фильтрами, располагающимися вблизи кровли или подошвы пласта (см. рис. 5.10). Оценивая степень влияния границ на работу скважины и определяя условия, при которых можно удаленными границами пренебречь, В. М. Шестаков (1979), как и другие авторы [Маскет, 1949; Абрамов, Бабушкин, 1955], приходит к такому выводу. Если принять допустимой погрешность 5%, то при $c > (1 \div 1,6)l$ влиянием кровли или подошвы пласта при определении понижения в сферической скважине можно пренебречь. М. Маскет (1949) указывает, что влияние границ мало, если $c \geq 0,33m$, где m — мощность пласта; там же приведены решения для различных схем расположения скважин в пластах в условиях однородного и неоднородного строения.

5.5.3. Учет гидродинамического несовершенства скважин методом фильтрационных сопротивлений

Зона резкой деформации потока имеет локальный характер, распространяясь на расстояние порядка одной-полутора мощностей потока. За пределами этой зоны поток носит плановый характер, и распределение напоров здесь аналогично действию совершенной скважины. Таким образом, фрагментируя поток и используя метод фильтрационных сопротивлений, приток к несовершенной скважине можно представить состоящим из двух: первый полностью аналогичен потоку, формирующемуся под действием совершенной скважины; второй является дополнительным и учитывает влияние зоны деформации, создающейся вблизи несовершенной скважины. Это влияние оценивают величиной дополнительного сопротив-

ления ξ , которое определяется неполнотой вскрытия пласта скважиной ξ_1 и характером его вскрытия ξ_2 , т. е. $\xi = \xi_1 + \xi_2$.

Общую зависимость для определения величины понижения при откачке из несовершенной скважины представляют в следующем виде [Боचेвер, 1968]:

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \left[\bar{S}(r, t) + \xi \left(\frac{l}{m}, \frac{m}{r}, \frac{c}{m}, U \right) \right]. \quad (5.84)$$

Здесь $\bar{S}(r, t)$ — безразмерное гидравлическое сопротивление при действии совершенной скважины. Величина $\xi = \xi_1 + \xi_2$, где ξ_1 определяется по специальным таблицам и графикам [Боचेвер, 1968], а ξ_2 по разности $\xi - \xi_1$ при условии, что ξ определено опытными работами. По прошествии некоторого времени, когда выполняется условие [Хантуш, 1965] $t_{KB} = \frac{m^2}{2a}$ или [Боचेвер, 1968] $u < 5,10^{-5}$, величина ξ_1 от времени практически не зависит и рассчитывается по формулам М. Маскета (1949), а чаще всего определяется по таблицам и графикам Н. Н. Веригина (1959) как функция трех параметров $\xi_1 \left(\frac{l}{m}, \frac{m}{r}, \frac{c}{m} \right)$. Для грунтовых вод расчетная мощность пласта определяется, по Н. К. Гириному (1947), как

$$m \approx h_e - \frac{S_0}{2}, \quad (5.85)$$

а расчетная длина l водоприемной части скважины при незатопленном и затопленном фильтрах равна соответственно

$$l \approx l_0 - \frac{S_0}{2} \text{ и } l \approx l_0, \quad c = c_0 - \frac{S_0}{2}, \quad (5.86)$$

где c измеряется от статического уровня, h_e — начальная мощность грунтовых вод.

Надежной методики определения ξ_2 пока не разработано. В связи с этим наиболее правильным является определение общего сопротивления ξ по данным опытных откачек. Для зоны квазистационарной фильтрации уравнение (5.84) можно представить в виде

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \left[\ln \frac{R_{np}}{r} + \xi \left(\frac{l}{m}, \frac{m}{r} \right) \right] \quad (5.87)$$

или по В. М. Шестакову (1979):

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_{np}}{r^*}, \quad r^* = r \cdot l^{-\xi}, \quad (5.88)$$

где r^* — расчетное расстояние до эквивалентной по дебиту совершенной скважины.

Аналогично для понижения уровня в несовершенной скважине радиусом r_c имеем

$$S_c = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_{np}}{r_c^*}, \quad r_c^* = r_c \cdot e^{-\xi c}, \quad (5.88a)$$

где r_c^* — приведенный радиус эквивалентной совершенной скважины, существенно зависящий от схемы неоднородного строения пласта.

Таким приемом в условиях взаимодействия все несовершенные скважины могут быть эквивалентно заменены на совершенные и далее исследоваться как изложено выше, если расстояния между ними больше одной-двух мощностей потока.

Существенные различия в характере гидродинамического несовершенства имеют бесфильтровые скважины, приобретающие в последнее время широкое применение. Зона резкой деформации потока у таких скважин своеобразна и значительно больше, чем у фильтровых, — обычно она равна двум-трем мощностям потока. Поэтому величина дополнительного

сопротивления ξ_1 уже не может находиться для таких скважин по графикам Н. Н. Веригина. Методы ее оценки рассматриваются в работах И. К. Гавич, И. Ф. Володько (1976). Особенности фильтрации в гетерогенном слоистом пласте исследованы в работах В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1978), А. Бан и др. (1962).

5.6. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ПО ДАННЫМ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ

5.6.1. Постановка задачи

Опытно-фильтрационные работы (откачки) и наблюдения являются основными видами полевых исследований, по данным которых выполняются определения различных гидрогеологических параметров. Все способы их определения можно объединить в две группы: 1) классические методы решения обратных задач; 2) коэффициентные методы [Гавич, 1980]. Определения параметров по опытно-фильтрационным наблюдениям относятся ко второй группе. В основу их положено нахождение параметров как коэффициентов дифференциальных или интегральных уравнений. Для этого используются в основном численные методы, интегральные и моделирование на АВМ и ЭЦВМ [Георгиевский, 1971; Жернов, Шестаков, 1971; Лебедев, 1976; Мироненко, Шестаков, 1978; Гавич, 1980; и др.].

Определение параметров по опытно-фильтрационным работам относится к группе классических методов решения обратных задач. В основу их положено использование готовых аналитических и численных решений дифференциальных или интегральных уравнений фильтрации, полученных тем или иным способом для типовых расчетных схем. Различные способы определения параметров изложены в литературе [Бочеввер и др., 1965, 1969; Мироненко, Шестаков, 1978; Шестаков, 1979; Боровский и др., 1979; и др.]. Таким образом, для определения гидрогеологических параметров по данным опытно-фильтрационных работ необходимо записать гидрогеологические условия в виде одной из известных типовых схем. Это вносит погрешности в расчетные значения параметров.

Качественное решение задачи по определению гидрогеологических параметров по данным опытно-фильтрационных работ требует выполнения следующих положений:

- 1) оценка качества выполненного опыта и полученной исходной информации;
- 2) оценка вида фильтрации в зоне опытно-фильтрационных работ на основе всей имеющейся информации;
- 3) обоснование и выбор расчетной схемы (модели) на основе диагностики и тщательной интерпретации полученных графических зависимостей, характеризующих изменение понижений уровня воды в пьезометрах и расхода скважины от времени, расстояний и других аргументов;
- 4) обоснование и выбор способов расчета параметров;
- 5) расчет параметров различными способами, позволяющий корректировать полученные значения и выбрать наиболее достоверные из них; при этом расчет каждого параметра выполняется независимо;
- 6) проверка полученных значений параметров на непротиворечивость всей имеющейся геологической и гидрогеологической информации по объекту исследований;
- 7) проектирование опытно-фильтрационных работ с предварительной разработкой всей методики расчета параметров.

На важность и необходимость выполнения этих положений обращается внимание и в работе В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1978), где детально анализируются различные способы обработки опытно-фильтрационных работ, разбираются методы диагностики и интерпретации результатов опытно-фильтрационных опробований.

Следует использовать совместно гидрогеологический анализ природных условий и анализ индикаторных кривых, полученных теоретически и по результатам опробования опытных скважин. Под индикаторными кривыми понимаются в первую очередь графики временного, $S = f(\lg t)$, площадного, $S = f(\lg r)$, и комбинированного, $S = f\left(\frac{t}{r^2}\right)$, прослеживания, позволяющие с той или иной степенью достоверности выявлять особенности реального фильтрационного процесса и идентифицировать его с тем, который отвечает принятой расчетной схеме. Такие характерные графики показаны на рис. 5.3 и 5.9. Однако индикаторные графики при кратковременных опытах не всегда позволяют однозначно интерпретировать опытный процесс в силу нечеткого проявления его характерных особенностей и наличия влияния случайных факторов. С этой точки зрения диагностика индикаторных графиков одиночных откачек малоинформативна и субъективна, в то время как данные кустовых откачек обладают высокой информативностью и позволяют контролировать результаты интерпретации опытно-фильтрационных работ.

5.6.2. Краткие теоретические основы часто используемых способов определения параметров

По форме преобразования исходных расчетных зависимостей можно выделить следующие способы обработки данных опытно-фильтрационных работ.

Аналитические расчеты. В основе лежит непосредственное определение параметров из известных решений путем их несложного преобразования, в результате которого другие параметры исключаются, а данный параметр определяется однозначно с точностью до выполненной схематизации и содержит случайные ошибки измерения исходных экспериментальных показателей. Примером может служить определение коэффициентов фильтрации или водопроводимости по формулам Дюпюи (5.10), (5.37), которые переписываются, например, в таком виде для кустовой откачки:

$$T = \frac{Q}{2\pi(S_c - S_i)} \ln \frac{r_i}{r_c} \quad (5.89)$$

где S_c , S_i — понижения в центральной и наблюдательных скважинах; r_c , r_i — соответственно радиус опытной совершенной скважины и расстояния, на которых находятся от нее наблюдательные (пьезометрические) скважины. Различные модификации этого способа для стационарной и квазистационарной фильтрации приведены в литературе [Силин—Бекчурин, 1965; Бочевеи и др., 1969; Опытно-фильтрационные работы, 1974; Справочное руководство..., 1979].

Способы подбора во многом аналогичны аналитическим расчетам, но отличаются тем, что искомый параметр определяется подбором. Так определяется коэффициент пьезопроводности пласта a и коэффициент перетекания B в гидравлически связанных пластах [Опытно-фильтрационные работы, 1974; Боровский и др., 1973; Мироненко, Шестаков, 1978]. Для ускорения процесса подбора по первым трем результатам строят график зависимости величины искомого параметра Pr от соотношения двух величин понижений уровня $\left(\frac{S'}{S''}\right)_{оп}$, взятых из данных опытных работ на два момента времени t' и t'' , т. е. $Pr = f\left(\frac{S'}{S''}\right)_{оп}$. Расчетное значение параметра Pr определяется по графику

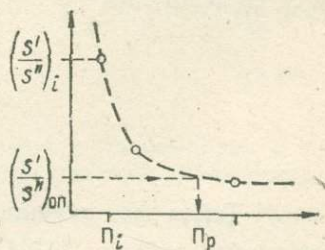


Рис. 5.11. Определение гидрогеологических параметров пласта способом подбора.

ку (рис. 5.11). Так, при определении коэффициента преезопроводности a исходной зависимостью является (5.42), которая используется для составления соотношения $\left(\frac{S'}{S''}\right)$. После сокращений получаем

$$\left(\frac{S'}{S''}\right)_P = \frac{W\left(\frac{r^2}{4at'}\right)}{W\left(\frac{r^2}{4at''}\right)} \quad (5.90)$$

Подставив в первую часть зависимости (5.90) первое приближение α_1 , находят отвечающие ему аргументы, затем значения функций W (по таблицам) и их соотношение, что будет отвечать величине $\left(\frac{S'}{S''}\right)_1$, которая в силу приближенности α_1 не равна величине $\left(\frac{S'}{S''}\right)_{оп}$, найденной предварительно по данным опытной откачки. Значение $\left(\frac{S'}{S''}\right)_1$ наносится на график рис. 5.11 в виде точки, и подбор повторяется. Полученная кривая дает возможность по опытной величине $\left(\frac{S'}{S''}\right)_{оп}$ определить расчетную величину a_p .

Способы эталонной кривой. В основе лежит разделение параметров путем логарифмирования исходных зависимостей и построение графиков (теоретической и опытной кривых) в специально выбранной логарифмической системе координат. Эти кривые совмещаются при условии сохранения параллельности координатных осей, и по результатам совмещения определяются искомые параметры. Для изолированного пласта по уравнению Тейса находятся параметры T, a . Для двухпластовой системы определяется параметр перетекания B . Для безнапорных горизонтов находится параметр B_0 , аналогичный перетеканию, учитывающий эффект переменности при откачке водоотдачи от упругой до гравитационной [Шестаков, 1979; Боровский и др., 1979; и др.]

Примем за исходную зависимость Ч. Тейса (5.42). Прологарифмируем это выражение и аргумент безразмерного времени U , получим

$$\lg S = \lg \frac{Q}{4\pi T} + \lg W(U), \quad (5.91)$$

$$\lg \frac{1}{U} = \lg 4a + \lg \frac{t}{r^2}. \quad (5.91a)$$

Из сопоставлений (5.91) и (5.91a) видно, что если построить эталонную кривую в координатах $\lg W(U)$ и $\lg \frac{1}{U}$ и наложить ее на кривую, построенную по данным опытной откачки в координатах $\lg S$ и $\lg \frac{t}{r^2}$, то они будут иметь одинаковую форму. Параллельным перемещением осей координат можно добиться совпадения этих кривых по значительному числу точек, причем они будут сдвинуты по вертикали на величину $\lg S^0 = \lg \frac{Q}{4\pi T}$, а по горизонтали — на величину $\lg \frac{t^0}{r^2} = \lg 4a$ (рис. 5.12). Зная из графиков значения S^0 и t^0 , параметры можно вычислить по формулам

$$a = \frac{t^0}{4r^2} \quad (5.92)$$

$$T = \frac{Q}{4\pi S^0}. \quad (5.92a)$$

Способ Тейса дает приемлемые результаты при $t \leq \frac{100r^2}{a}$ [Опытно-фильтрационные работы, 1974].

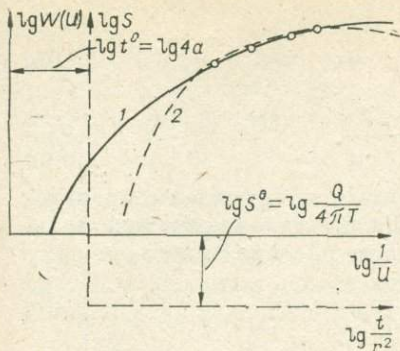


Рис. 5.12. Определение гидрогеологических параметров пласта способом эталонной кривой.

Кривые: 1 — эталонная, 2 — опытная.

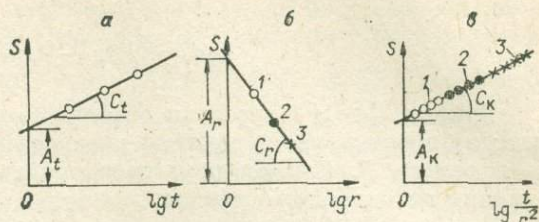


Рис. 5.13. Виды графиков прослеживания при определении гидрогеологических параметров графоаналитическим способом.

Графики прослеживания: а — временного, б — площадного, в — комбинированного. 1—3 — наблюдательные скважины.

Способы прямолинейной анаморфозы (прямой линии) основаны на приведении расчетных зависимостей к виду

$$S = A + C\varphi(r, t), \quad (5.93)$$

где S — понижение; $\varphi(r, t)$ — некоторая функция от r и t ; A, C — коэффициенты, в которые входят искомые параметры ($T, a, R_{\text{из}}, \xi$ и т. п.). Нанеся по опытным данным точки в координатах S и $\varphi(r, t)$, проводят прямую линию, выделяя на графике прямолинейный участок, с которого снимают величины A и C , и, используя их значения, находят искомые параметры. Прямолинейная анаморфоза выполняется главным образом на зависимостях, представленных в логарифмическом виде (стационарная и квазистационарная фильтрация), но могут строиться графики, в которых функции S и $\varphi(r, t)$ представляют собой некоторые интегрально-преобразованные функции [Мироненко, Шестаков, 1978]. Первые предложения для определения параметров T и a изолированных напорных пластов методом временного ($S \div \lg t$) и площадного ($S \div \lg r$) прослеживания описаны в работах Джейкоба [Ch. Jacob, 1946] и получили дальнейшее развитие применительно к более сложным гидрогеологическим условиям в работах Хорнера [Horner, 1951]; Ф. М. Бочевера (1968, 1969), Н. Н. Веригина (1961), Б. В. Боровского и др. (1979), В. М. Шестакова (1979) и др.

Наиболее распространенным способом является построение графика временного прослеживания $S \div \lg t$, по которому определяют параметры T и a (рис. 5.13, а). В этом случае для совершенных скважин используется зависимость (5.45), которая записывается как

$$S = \frac{0,183Q}{T} \lg \frac{2,25a}{r^2} + \frac{0,183Q}{T} \lg T \quad \text{при} \quad \frac{r^2}{4at} \leq 0,1 \quad (5.94)$$

и после введения коэффициентов A и C преобразуется к виду (рис. 5.13, а)

$$S = A + C \lg t, \quad (5.94a)$$

$$C_t = \frac{0,183Q}{T}, \quad (5.94б)$$

$$A_t = 0,35C_t + C_t \lg \frac{a}{r^2}. \quad (5.94в)$$

В этом случае $\varphi(r, t) = \lg t$ и строится график в координатах $S \div \lg t$. Величина C_t определяется по графику как угловой коэффициент построенной прямой к оси абсцисс $C_t = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1}$, а величина A_t — отрезок, отсекаемый на оси ординат при $\lg t = 0$. Параметры находятся

по формулам

$$T = \frac{0,183Q}{C_t}, \quad (5.95)$$

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 + \frac{A_t}{C_t}. \quad (5.95a)$$

График $S \div \lg t$ строится обычно по данным наблюдательных скважин; применение его к опытной центральной позволяет определить только параметр T . Коэффициент пьезопроводности не определяется в силу влияния на положение уровня гидравлических потерь в скважине. Тогда зависимость (5.94) становится неоднозначной относительно a , и можно определить комплексный параметр $\frac{a}{r_c^2}$.

График площадного прослеживания $S_i \div \lg r_i$ строится на основе преобразования зависимости (5.94), записанной применительно к нескольким наблюдательным скважинам (рис. 5.13, б). В этом случае уравнение (5.94) принимает вид

$$S_i = A_r - C_r \lg r_i, \quad (5.96)$$

$$C_r = \frac{0,366Q}{T}, \quad (5.96a)$$

$$2A_r = 0,35C_r + C_r \lg at. \quad (5.96б)$$

Величина C_r находится как угловой коэффициент прямой, равный $C_r = \frac{S_1 - S_2}{\lg r_1 - \lg r_2}$, где S_1, S_2 — понижения в скважинах 1, 2, находящихся от опытной на расстояниях r_1 и r_2 , измеренные на один момент времени t . Величина A_r определяется как ордината графика при $\lg r = 0$. Параметры T и a определяются как

$$T = \frac{0,366Q}{C_r}, \quad (5.96в)$$

$$\lg a = \frac{2A_r}{C_r} + 0,35 + \lg t. \quad (5.96г)$$

График комбинированного прослеживания $S \div \lg \frac{t}{r^2}$ строится также на основе преобразования зависимости (5.94), записанной применительно к нескольким наблюдательным скважинам (см. рис. 5.13, в). В этом случае уравнение (5.45) принимает вид

$$S_i = A_K + C_K \lg \frac{t}{r_i^2}, \quad (5.97)$$

где C_K определяется формулой (5.94б), а

$$A_K = 0,35C_K + C_K \lg a. \quad (5.97a)$$

Величина C_K находится как угловой коэффициент прямой аналогично вышеописанному, а A_K определяется как ордината графика при $\lg \frac{t}{r^2} = 0$. В этом случае параметр T вычисляется по формуле (5.95), в которой вместо C_t ставится C_K , а коэффициент пьезопроводности a определяется из уравнения

$$\lg a = \frac{A_K}{C_K} - 0,35. \quad (5.97б)$$

Все эти графики высокоинформативны, так как в них используется для расчета параметров вся имеющаяся информация как по временной координате ($S \div \lg t$), так и по координатам пространства ($S \div \lg r$, $S \div \lg \frac{t}{r^2}$). Постоянство дебита откачки — одно из обязательных усло-

вий применимости графоаналитического метода. С целью исключения из расчета влияния небольших изменений в дебите в процессе откачки, а также при использовании этих расчетных зависимостей к оценке параметров пластов по данным откачек с постоянным понижением (выпуски при самоизливающихся скважинах) строят графики для относительных значений понижений, т. е. вместо $\lg S$ применяется координата $\lg \frac{S}{Q}$ [Мироненко, Шестаков, 1978; Боровский и др., 1973].

Обработка восстановления уровня производится тем же графоаналитическим способом. Сложные случаи расчета параметров с использованием других приемов рассматриваются в работах В. А. Мироненко, В. М. Шестакова (1978), Боровского и др. (1973, 1979).

При стационарной и квазистационарной фильтрации график площадного прослеживания дает возможность определить приведенный радиус питания $R_{пр}$ и коэффициент гидродинамического несовершенства скважины ξ . В последнем случае график строится в координатах $\Delta S_{c,i} = f(\lg \bar{r}_{c,i})$ по зависимости (5.87а), которая записывается для разности понижений:

$$S_{0,i} = \Delta S_{c,i} = A + C \lg \bar{r}_{c,i} \quad (5.98)$$

$$C = \frac{0,366Q}{T}, \quad (5.98а)$$

$$A = C\xi. \quad (5.98б)$$

Здесь S_c, S_i — понижение в центральной и наблюдательных скважинах, $\bar{r}_{c,i} = \frac{r_i}{r_c}$, где r_c, r_i — соответственно радиус центральной и расстояния от нее до каждой из наблюдательных скважин, для которых принимается $\xi = 0$. По угловому коэффициенту C определяется водопроницаемость T ; по отрезку A , отсекаемому прямой на оси ординат при $\lg \bar{r} = 0$ (рис. 5.14), определяется показатель гидродинамического несовершенства опытной скважины ξ_0 по формуле

$$\xi_0 = \frac{A}{C}. \quad (5.98в)$$

Для определения приведенного радиуса питания $R_{пр}$ необходимо на оси абсцисс найти величину отрезка $\lg \bar{r} = r^0$, отвечающего значению $\Delta S_{c,i} = S_c$ (рис. 5.14). Зная r^0 , величину $R_{пр}$ можно вычислить из формулы

$$\lg R_{пр} = r^0 + \lg r_c. \quad (5.98г)$$

Если скважина совершенная и показатель $\xi_0 = 0$, то прямая проходит через начало координат. Показатель ξ_0 может быть найден на основе зависимостей, приведенных в работах: В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1978), Б. В. Боровского и др. (1973), Ф. М. Бочевера и др. (1969).

Графики прослеживания могут осложняться действием различных факторов:

а) неудовлетворение критерию наступления квазистационарной фильтрации, вызывающее отклонение начальных точек от прямой линии;

б) влияние границ первого рода, интенсивного перетекания, зон перехода напорных вод в грунтовые или зон с повышенной водопроницаемостью, а в грунтовых водах — инфильтрационного питания, приводящих к выполаживанию концевых участков графиков, существенному уменьшению уклона и перелому прямой, которая асимптотически стремится к оси абсцисс;

в) влияние непроницаемых границ или зон с малой водопроницаемостью, приводящее к увеличению темпа снижения уровня; на прямой наблюдается перелом, и уклон ее к оси абсцисс увеличивается;

г) в грунтовых водах наличие эффекта Болтона, т. е. влияние переменчивости водоотдачи и перехода от упругой к гравитационной, в результате

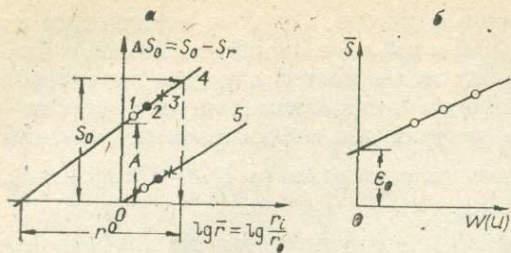


Рис. 5.14. Графики прослеживания для определения параметров пласта $R_{пр}$ и параметра гидродинамического несовершенства скважины ξ_0 . а — график прослеживания по площади при стационарной и квазистационарной фильтрации для определения параметров T , $R_{пр}$, ξ_0 ; б — график в координатах $\bar{S} = f[W(U)]$ для центральной скважины при определении показателя ξ_0 . 1—3 — наблюдательные скважины; 4 — опытная центральная скважина несовершенная и 5 — совершенная.

чего скорость снижения уровня существенно замедляется, на графике появляется ложнестационарный участок, располагающийся почти параллельно оси абсцисс, затем уклон прямой опять увеличивается, и в результате вместо прямой линии на графике отмечается плавно изогнутая линия с тремя участками;

д) несоответствие расчетной схемы природным условиям (наличие неоднородного строения пласта), переменность дебита в процессе откачки и непостоянство его после остановки скважины вследствие притока воды в ее ствол при насосной эксплуатации.

Влияние всех этих и других факторов необходимо анализировать и оценивать. Интерпретация и диагностика данных опытно-фильтрационных работ, выполненных в сложных условиях, рассматриваются в работах В. М. Мироненко, В. М. Шестакова (1978), Б. В. Боревского и др. (1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов С. К., Бабушкин В. Д. Методы расчета притока воды к буровым скважинам. М.: Госстройиздат, 1955. 385 с.
- Абрамов С. К., Биндеман Н. Н., Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н. Влияние водохранилищ на гидрогеологические условия прилегающих территорий. М.: Госстройиздат, 1960. 314 с.
- Абрамов С. К., Недрига В. П., Романов А. В., Селюк Е. М. Защита территорий от затопления и подтопления. М.: Госстройиздат, 1961. 396 с.
- Аверьянов С. Ф. Зависимость воздухопроницаемости почвогрунтов от содержания в них воздуха. — Докл. АН СССР, 1949, № 2, с. 141—144.
- Аверьянов С. Ф. Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод. — В кн.: Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 85—441.
- Амаглюбели И. П. Основы теории медленного движения ньютоновских и неньютоновских жидкостей в капиллярах и ее применение к расчету нелинейной фильтрации. Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1969. 38 с.
- Анализ динамики подземных вод аналитическими и численными методами/Абуталиев Ф. Б., Баклушин М. Б., Ербеков Я. С., Измайлов И. И., Умаров У., Ходжибаев Н. Н. Ташкент: Фан, 1975. 150 с.
- Аравин В. И., Нумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформированной пористой среде. М.—Л.: Гостехиздат, 1953. 616 с.
- Бабушкин В. Д., Плотников Н. И., Чуйко В. М. Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М.: Недра, 1974. 208 с.
- Бан А., Богомолова А. Ф., Максимов В. А., Николаевский В. Н., Оганджаниянц, Рыжик В. М. Влияние свойств горных пород на движение в них жидкости. М.: Гостоптехиздат, 1962. 275 с.
- Бецинский П. А. Новый метод определения водоотдачи водоносных пластов. — Гидротехника и мелиорация, София, 1960, № 6, с. 13—22.
- Биндеман Н. Н. Гидрогеологические расчеты подпора грунтовых вод и фильтрация из водохранилищ. М.: Углетехиздат, 1951. 73 с.
- Биндеман Н. Н. Определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за режимом грунтовых вод при паводках. М.: ВНИИВОДГео, 1957. 57 с.
- Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1970. 215 с.
- Бондаренко Н. Ф. Физика движения подземных вод. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 215 с.
- Бондарик Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М.: Недра, 1971. 272 с.
- Боревский Б. В., Гавич И. К., Плотников Н. А., Смирнова С. И., Чаповский Е. Г. Использование сеточных аналоговых машин на предварительных стадиях разведки с целью уточнения методики и объемов дальнейших гидрогеологических

- исследований.— В кн.: Труды координационного совещания по гидротехнике. Вып. XXV. Л.: Энергия, 1966, с. 303—310.
- Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.** Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М.: Недра, изд. 1-е, 1973. 304 с.; изд. 2-е, 1979. 313 с.
- Бочевер Ф. М.** Теория и практические методы расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 325 с.
- Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н.** Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. М.: Госстройиздат, 1961. 199 с.
- Бочевер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М.** Основы гидрогеологических расчетов. М.: Недра, изд. 1-е, 1965. 303 с.; изд. 2-е, 1969. 367 с.
- Бэр Я., Засловски Д., Ирмей С.** Физико-математические основы фильтрации воды. М.: Мир, 1971. 451 с.
- Васяльев С. В., Веригин Н. Н., Разумов Г. А., Шержуков Б. С.** Фильтрация из водохранилищ и прудов. М.: Колос, 1975. 304 с.
- Вавжоровская М. А., Разин К. И., Семенов М. П.** Методика изучения режима подаемых вод для крупного гидротехнического, ирригационного и промышленного строительства. М.: ОНТИ, 1937. 225 с.
- Ведерников В. В.** Теория фильтрации и ее применение в области ирригации и дренажа. М.—Л.: Госстройиздат, 1939. 68 с.
- Веригин Н. Н.** Методы определения фильтрационных свойств горных пород. М.: Госстройиздат, 1961. 120 с.
- Водоватова З. А.** Влияние температуры и давления на проницаемость песчано-глинистых пород.— Тр. Моск. ин-та нефтехимии и газ. промышленности, 1975, вып. 115, с. 126—130.
- Гавич И. К.** О движении подземных вод в неоднородном пласте при наличии равномерной инфильтрации.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 5, с. 134—137.
- Гавич И. К.** Определение параметров анизотропного пласта по данным опытных работ в условиях неустановившейся фильтрации.— В кн.: Труды координационного совещания по гидротехнике. Т. 48. Л.: Энергия, 1969, с. 102—116.
- Гавич И. К.** Оценка эксплуатационных запасов подземных вод методом моделирования. М., 1972. 98 с.
- Гавич И. К.** Теория и практика применения аналогового моделирования в гидрогеологии. Автореф. докт. дис. М., 1973. 44 с.
- Гавич И. К.** Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1980. 385 с.
- Гавич Т. И., Володько И. Ф.** Опыт сооружения и гидродинамические расчеты бесфильтровых скважин. М., 1976. 58 с.
- Гавич И. К., Ленченко Н. Н.** Оценка ошибок решения обратных и прогнозных задач на моделях.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 1, с. 81—88.
- Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М.** Сб. задач по общей гидрогеологии. М.: Высшая школа, 1964. 251 с.
- Гавич И. К., Медведева М. Г., Шаповая Л. И.** Задачи и методика моделирования палеогидрогеологических процессов.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология Белоруссии. Минск, 1975. с. 97—112.
- Гавич И. К., Племеннов В. А.** Методы и оценка достоверности прогнозов режима уровня грунтовых вод в орошаемых районах.— В кн.: Материалы межведомственного совещания по вопросам прогнозирования гидрогеологии, инженерной геологии и почвенных мелиоративных условий. Вып. 1. М., 1977, с. 23—38.
- Гавич И. К., Шестаков В. М.** Вопросы постановки и методики моделирования водозаборов и дренажей подземных вод на орошаемых территориях.— В кн.: Некоторые вопросы развития мелиорации в СССР. М.: Колос, 1975, с. 129—144.
- Георгиевский В. Б.** Унифицированные алгоритмы для определения фильтрационных параметров. Киев: Наукова думка, 1971. 327 с.
- Гидрат О. А., Гриф А. Г., Невечера И. К., Померанцева Л. Г., Семенова-Ерофеева С. М., Фрейдина Н. Н.** Принципы оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод в речных долинах. М.: Изд-во МГУ, 1978. 227 с.
- Гиматудинов Ш. К.** Физика нефтяного и газового пласта. М.: Недра, 1971. 312 с.
- Гирицкий Н. К.** Графическое построение гидродинамических сеток для случая фильтрации в однородных грунтах. Изд. МИИВХ, 1939. 38/с.
- Гирицкий Н. К.** Некоторые вопросы динамики подземных вод.— В кн.: Вопросы гидрологии и инженерной геологии. М.: Госгеометиздат, 1947а, № 9, с. 102.
- Гирицкий Н. К.** О применении теории неустановившегося движения подземных вод в гидрогеологических расчетах.— Сов. геология, 1947, № 19, с. 71—98.
- Гольдберг В. М., Баскаков А. А., Ляшко Н. Н., Скворцов Н. П.** Проницаемость глинистых пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 9, с. 83—87.
- Гуревич А. Е.** Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поясах полезных ископаемых. Л.: Недра, 1980. 216 с.
- Гухмап А. А.** Введение в теорию подобия. М.: Высшая школа, 1973. 296 с.
- Деч Г.** Руководство к практическому применению преобразования Лапласа. М.: Наука, 1971. 288 с.
- Дяткин В. А., Прудников А. П.** Справочник по операционному исчислению. М.: Высшая школа, 1965. 466 с.
- Добрынин В. М.** Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239 с.

- Жернов И. Е., Павловец И. Н. Моделирование фильтрационных процессов. Киев: Вища школа, 1976. 190 с.
- Жернов И. Е., Шестаков В. М. Моделирование фильтрации подземных вод. М.: Недра, 1971. 223 с.
- Зенкевич О. Метод конечных элементов в технике. М.: Мир, 1975. 427 с.
- Ильин Н. И., Чернышов С. Н., Дзекцер Е. С., Зильберг В. С. Оценка точности определения водопроницаемости горных пород. М.: Наука, 1971. 145 с.
- Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М.—Л.: ОНТИ, ч. I, 1933, с. 152; ч. II, 1935, с. 178.
- Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М.: Гостеолтехиздат 1943. 243 с.
- Каменский Г. Н. Поиск и разведка подземных вод. М.—Л.: Гостеолтехиздат, 1947. 305 с.
- Каменский Г. Н., Гавич И. К., Мясников Н. А., Семенова С. М. Гидродинамические основы прогноза режима грунтовых вод.— Тр. ЛГГП, 1960а, т. XXVI, с. 186.
- Каменский Г. Н., Гавич И. К., Семенова С. М. Гидродинамическая характеристика различных видов потоков подземных вод.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960б, № 10, с. 81—88.
- Каменский Г. Н., Корчебоков Н. А., Разин К. И. Движение подземных вод в неоднородных пластах. М.—Л.: ОНТИ, 1935. 158 с.
- Карплюс У. Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М.: ИЛ, 1962. 471 с.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
- Киселев П. А. Изучение баланса подземных вод в слоистых толщах по режимным данным. М.: Недра, 1975. 202 с.
- Климентов П. П., Пыхчев Г. Б. Динамика подземных вод. М.: Гостоптехиздат, 1961. 505 с.
- Крашин И. И. Моделирование фильтрации и теплообмена в водонапорных системах. М.: Недра, 1976. 158 с.
- Крашин И. И., Пересунько Д. И. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод методом моделирования. М.: Недра, 1976. 202 с.
- Кристеа Н. Подземная гидравлика. М.: Гостоптехиздат, ч. 1., 1961. 343 с; ч. 2, 1962. 485 с.
- Кульчицкий Л. И., Гольберг В. М. Влияние минерализации на фильтрационные свойства песчано-глинистых пород.— В кн.: Гидрогеологические вопросы подзоны захоронения промышленных стоков. М., 1969, с. 6—22.
- Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М.: Недра, 1976. 223 с.
- Лебедев А. В., Ярцева Е. Н. Оценка питания и баланса грунтовых вод по данным о режиме их в отдельных пунктах юго-востока европейской части СССР и Северного Казахстана. М.: Недра, 1967. 172 с.
- Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование инфильтрации. М.: Недра, 1976. 407 с.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М.: Высшая школа, 1967. 599 с.
- Маскет М. Течение однородных жидкостей в пористой среде. М.: Гостоптехиздат, 1949. 627 с.
- Методы теоретической геологии/Абрамович И. И., Бурков Ю. К., Груза В. В. и др. Л.: Недра, 1978. 425 с.
- Методы фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем/Васильев С. В., Веригин Н. Н., Глейзер Б. А. и др. М.: Колос, 1970. 440 с.
- Милихикер Ш. Г. Изучение водопроницаемости горных пород и некоторые вопросы гидрогеологических исследований для гидротехнического строительства. Автореф. канд. дис. М., 1969. 22 с.
- Мироненко В. А., Шестаков В. М. Основы гидрогеомеханики. М.: Недра, 1974. 296 с.
- Мироненко В. А., Шестаков В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М.: Недра, 1978. 325 с.
- Мятлев А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы.— Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1947, № 9, с. 1069—1088.
- Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. М.: Наука, 1967. 587 с.
- Носова О. Н. Расчет водоотдачи песчаных грунтов. М.—Л.: Мосэнергоиздат, 1962. 116 с.
- Нумеров С. Н., Барсегян Р. М. Об оценке основных допущений методики расчета фильтрации жидкости в горизонтальных гидравлически связанных пластах.— Изв. ВНИИГ им. Веденеева, 1965, т. 78, с. 242—254.
- Огильви Н. А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. М.: Наука, 1974. 154 с.
- Огильви Н. А., Клюквин А. Н. Аномальный эффект пьезометрических давлений подземных вод с различной минерализацией и его теоретическое обоснование.— Водные ресурсы, 1978, № 5, с. 116—137.
- Овчинников А. М. Водонапорные системы земной коры.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 8, с. 63—74.
- Олейник А. Я., Носиковский В. П. Методы расчета мелиоративного дренажа в неоднородно-слоистых грунтах. Киев, 1970. 230 с.
- Опытно-фильтрационные работы. М.: Недра, 1974. 204 с.
- Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
- Павловский М. Н. Собрание сочинений: В 2 т. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 2. Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями. 352 с.
- Пашковский И. С. Методы определения инфильтрационного питания по расчетам влагопереноса в зоне аэрации. М.: Изд-во МГУ, 1973. 119 с.

- Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 191 с.
- Полубаринова-Кочина Н. Я. Теория движения грунтовых вод. М.: Недра, 1977. 664 с.
- Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М.: Недра, 1969. 220 с.
- Развитие исследований по теории фильтрации в СССР. М.: Наука, 1969. 545 с.
- Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии. М.: Недра, 1973. 216 с.
- Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1967. 288 с.
- Рихтмайер Р., Мартисон К. Разностные методы решения краевых задач. М.: Мир, 1972. 350 с.
- Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. М.: Наука, 1971. 552 с.
- Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука, 1965. 386 с.
- Силин-Бекчурин А. И. Специальная гидрогеология. М.: Госгеолиздат, 1957. 293 с.
- Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1965. 375 с.
- Ситников А. Б. Динамика воды в ненасыщенных и насыщенных грунтах зоны аэрации. Киев: Наукова думка, 1978. 188 с.
- Скабалланович И. А. Гидрогеологические расчеты. М.: Госгортехиздат, 1960. 256 с.
- Смирнов С. И. Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1979. 104 с.
- Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979, т. I, 512 с.; т. II, 294 с.
- Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Недра, 1974. 223 с.
- Толстухин Н. И., Кирюхин В. А. Введение в региональную гидрогеологию. Л.: изд. ЛГИ, 1978. 86 с.
- Физическое и математическое моделирование в мелiorации. М.: Колос, 1973. 413 с.
- Форхгеймер Ф. Гидравлика. М.: ОНТИ, 1935. 616 с.
- Хантуш М. С. Новое в теории перетекания. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М.: Мир, 1964, с. 43—61.
- Хантуш М. С. Неустановившийся приток подземных вод к скважине, несовершенной по степени вскрытия. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., 1965, с. 61—85.
- Ходжибаев Н. Н. Естественные потоки грунтовых вод Узбекистана. Ташкент, 1970. 174 с.
- Чарный И. А. Основы подземной гидравлики. М.: Госгортехиздат, 1956. 260 с.
- Чарный И. А. Подземная гидрогазодинамика. М.: Госгортехиздат, 1963. 392 с.
- Швецов П. Ф., Киселев П. А. К систематизации объектов региональной гидрогеологии. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отдел геолог., 1979, т. 54, вып. 1, с. 110—120.
- Шейдеггер А. Физика течения жидкостей через пористые среды. М.: Госгортехиздат, 1960. 249 с.
- Шестаков В. М. К теории фильтрации растворов в грунтах. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 192—213.
- Шестаков В. М. Теоретические основы оценки подпора водопонижения и дренажа. М.: Изд-во МГУ, 1965. 233 с.
- Шестаков В. М. Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, изд. 1-е, 1973. 319 с.; изд. 2-е, 1979. 360 с.
- Щелкачев В. П. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Госгортехиздат, 1959. 467 с.
- Эйкхофф П. Основы идентификации систем управления. М.: Мир, 1975. 485 с.
- Язвин Л. С. Достоверность гидрогеологических прогнозов при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1972. 168 с.
- Boulton N. S. The analysis of data from nonequilibrium pumping test allowing for delayed yield from storage, 1963 p. 469—482.
- Darcy H. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, 1856.
- Mantush M. S. Hydraulics of Wells. — Advances in Hydroscience, 1964, vol. 1, p. 201—291.
- Horner D. R. Pressure build up in wells. Third World Petroleum Congress. The Hague, 1951. Proc. vol. II.
- Jacob Ch. E. Radial flow in a leaky artesian aquifer. — Trans Amer. Geophys. Union, 1946, vol. 27, N 11, p. 198—205.
- Jacob Ch. E. Flow of ground water. Engineering Hydraulics, New York, 1950.
- Neuman Sh. Calibration of Distributed Parameter groundwater. Flow models. — Water Resources Research, 1973, vol. 9, N 4, p. 1006—1021.
- Theis Ch. The relation between the lowering of the piezometric surface. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1935, vol. 1, pt. 2.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

6. ОСНОВНЫЕ РЕЖИМООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ

6.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Под режимом подземных вод обычно понимают естественно-исторический процесс, отражающий формирование подземных вод и характеризующий изменения во времени ресурсов, свойств и состава подземных вод, включая уровни или напоры, расходы, скорости, температуру, химический, газовый и бактериологический состав. Изучение и анализ режима подземных вод позволяют установить генетические связи с определяющими его факторами, познать процессы, обуславливающие изменения, происходящие в подземных водах, выявить закономерности этих изменений во времени и пространстве. Только выявив и познав причины возможных изменений, происходящих в подземных водах, изучив механизм их воздействия и закономерности проявления, можно подойти к прогнозам этих изменений во времени и построению моделей оптимального использования подземных вод или управления их режимом в нужном для человека направлении.

Режим подземных вод изучается так же для решения различных практических задач — определения расчетных гидрогеологических параметров, оценки условий на границах пластов, величины питания подземных вод, взаимодействия водоносных горизонтов между собой и с поверхностными водами, для оценки влияния различной хозяйственной деятельности человека на гидрогеологические условия и окружающую среду в целом.

По преобладанию воздействий на подземные воды основных групп факторов их режим подразделяется на естественный и нарушенный. Иногда дополнительно выделяют слаборнарушенный режим. В этом случае имеется в виду, что, несмотря на происшедшие изменения гидрогеологической обстановки, режим подземных вод формируется преимущественно под влиянием естественных факторов.

Под режимобразующими факторами понимаются такие природные процессы, которые, сами изменяясь во времени, приводят к изменениям в подземных водах. Среди основных режимобразующих факторов выделяют эндогенные (геологические), экзогенные (космические, метеорологические, гидрологические и биологические), а также искусственные, или антропогенные.

Под режимобразующими условиями понимают ту природную обстановку (тектоническая структура, рельеф, литология водовмещающих пород и др.), которая, существенно не изменяясь (в период наблюдений), определяет характер воздействия режимобразующих факторов на подземные воды и тем самым обуславливает особенности режима подземных вод.

Влияние различных факторов и условий на режим подземных вод и подземного стока рассматривалось в работах Г. Н. Каменского, М. Е. Альтовского, А. А. Коноплянцева, В. С. Ковалевского, И. С. Зекера, С. М. Семенова и др.

6.2. КОСМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

К космическим факторам воздействия на подземные воды относятся солнечная активность, приливные силы Луны и других планет. Механизм воздействия солнечной активности на подземные воды в должной степени еще не изучен. Ее действие проявляется в электромагнитных (рентгеновских, ультрафиолетовых и др.) и корпускулярных излучениях (потоках заряженных частиц), а также в гравитационных воздействиях. Изменения во времени электромагнитных и корпускулярных излучений определяют степень ионизации атмосферы, то усиливая, то ослабляя атмосферную циркуляцию. При усилении циркуляции снижаются градиенты потоков и контрасты тепла и влаги между океанами и континентами, а также между полюсом и экватором. Это отражается в распределении атмосферных осадков и температур воздуха, что, в свою очередь, сказывается на режиме и балансе подземных вод.

Изменения солнечной активности проявляются в различных индексах (рис. 6.1), отражающих в основном видимые изменения на поверхности Солнца [Витинский, 1973; Эйгенсон, 1963; Рубашев, 1964; и др.]: числа Вольфа (W), характеризующих число солнечных пятен и группы пятен; индексах корпускулярного излучения Бартелеса (σ_p), суммарной площади солнечных пятен (ΣS), средней продолжительности жизни всех групп пятен (a), средней продолжительности повторяющихся групп пятен (b), потоках радиоизлучений (R_a) и др.

Непосредственно связаны с солнечной активностью и многие геофизические процессы — изменения геомагнитной возмущенности Земли (K_p), магнитные бури, а также изменения в климате и увлажненности суши [Шнитников, 1949, 1969; Вительс, 1957; и др.].

Во всех этих индексах различными методами (спектральным, периодограммным) вскрывается достаточно четкая 10—12-летняя (в среднем 11-летняя) цикличность, а также менее четкие 5—6-, 2-, 22- и 80—100-летняя цикличность. Такие же циклы вскрыты и во многих процессах на Земле, изученных смежными науками (гидрологией, метеорологией, биологией, океанологией, геофизикой и др.), а также в режиме уровней и расходов подземных вод или подземном стоке [Ковалевский, 1976]. Вместе с тем корреляционные связи режима уровней и расходов подземных вод с различными проявлениями солнечной активности характеризуются слабой теснотой. Связи эти неустойчивы во времени, и четких закономерностей в их проявлении не прослеживается. Обусловлено это тем, что Солнце влияет на подземные воды не прямо, а через атмосферу и гидросферу, где его воздействия трансформируются и осложняются воздействиями других факторов, чисто земных.

В результате имеющая место многолетняя цикличность в колебаниях уровней подземных вод далеко не так закономерна, как проявления солнечной активности. Циклы различной продолжительности чередуются, накладываются друг на друга, в разных районах проявляются тенденции к разным циклам (рис. 6.2).

Силы притяжения Солнца и Луны вызывают океанические и земные приливы. Океанические приливы, усиливаемые вращением Земли, вызывают подъемы уровней океанов дважды в сутки, особенно на западных берегах океанов, до 10—11 м, а иногда в узких заливах до 18 м, что определяет соответствующий подъем грунтовых и напорных вод в прибрежных зонах, постепенно затухающий в глубь берега.

В напорных водах, не имеющих непосредственной гидравлической связи с океаном, приливо-отливные явления воздействуют на водоносный горизонт путем периодического увеличения и снятия нагрузки, изменяя тем самым упругое состояние водоносного горизонта. Изменение давления на напорный пласт, расположенный в пределах океана, вызывает передачу давления в пределах водоносного горизонта в сторону суши. Соотношение изменений напора водоносного горизонта (Δh) под воздейст-

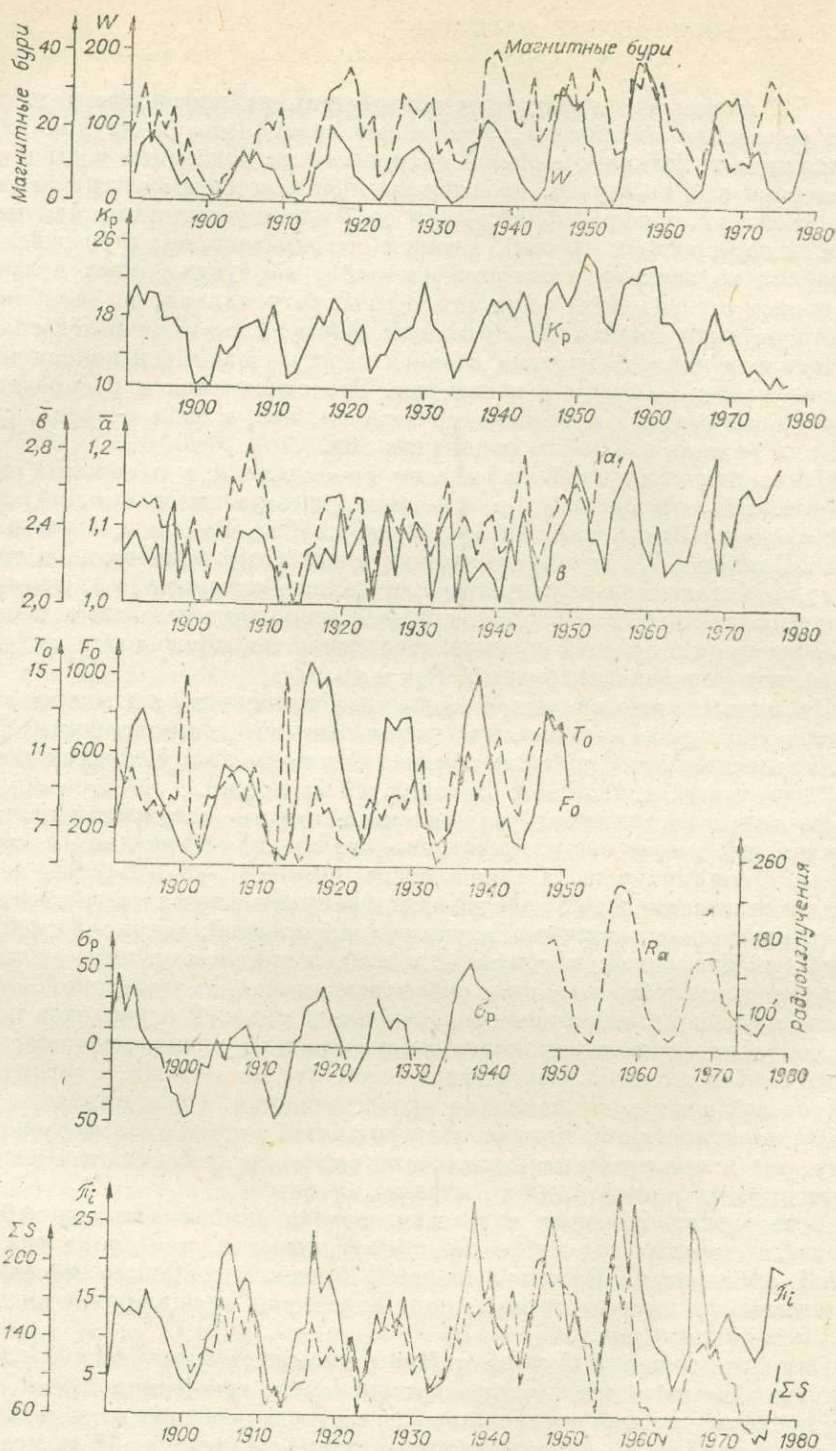


Рис. 6.1. Изменение индексов солнечной активности по годам.

вием изменения давления на пласт под влиянием изменения уровня воды в океане ΔP называется приливной эффективностью C :

$$C = \frac{\Delta h \gamma}{\Delta P}, \quad (6.1)$$

где γ — удельный вес воды в водоносном горизонте.

Глубина залегания подземных вод, м.

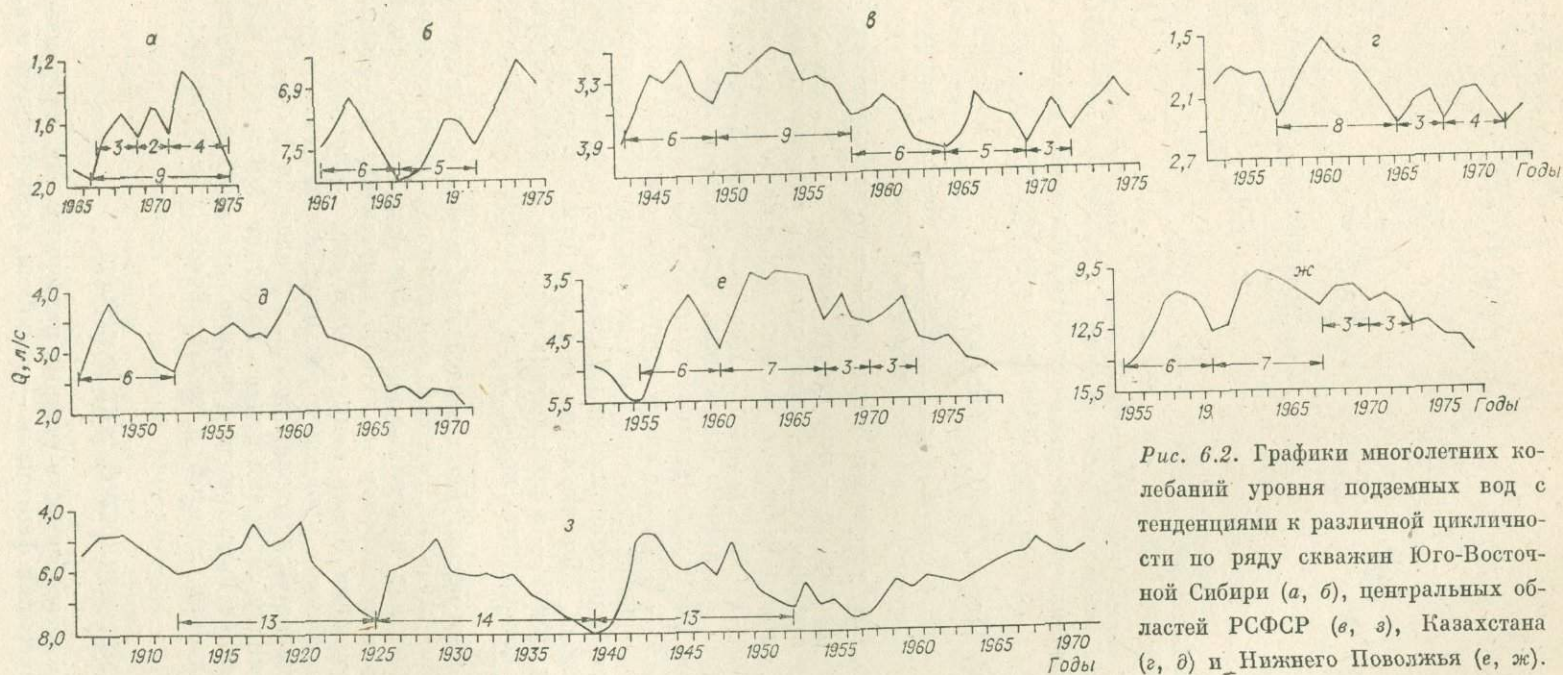


Рис. 6.2. Графики многолетних колебаний уровня подземных вод с тенденциями к различной цикличности по ряду скважин Юго-Восточной Сибири (а, б), центральных областей РСФСР (в, г), Казахстана (г, д) и Нижнего Поволжья (е, ж).

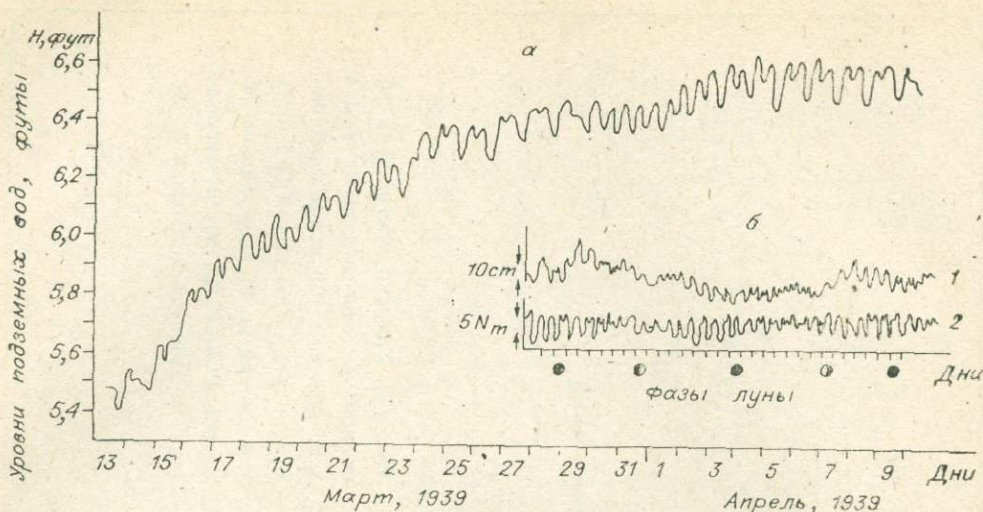


Рис. 6.3. Колебания уровней подземных вод под влиянием приливных сил Луны.
а — по Т. Робинсону; б — по Нильсону.

Джейкоб [Jacob, 1940] установил, что

$$C = \frac{E_{\omega}}{\alpha E_S + E_{\omega}}, \quad (6.2)$$

где E_{ω} — модуль упругости воды, E_S — модуль упругости пород водоносного горизонта, α — пористость пласта.

Влияние приливных сил фиксируется и в скважинах вне зон подпора, так как силы притяжения растягивают земную кору, увеличивая тем самым пористость пород и снижая уровни подземных вод. Эти так называемые земные приливные колебания, измеряемые лишь несколькими сантиметрами, имеют четкую периодичность в 12 и 24 ч, а также менее четкую в 14 и 28 сут. Имеющая место годовая периодичность воздействий приливных сил в режиме подземных вод не улавливается, поскольку она затушевывается более мощными колебаниями, связанными с климатическими изменениями. Максимальные приливы отмечаются в ближайших к Луне точках Земли — в положениях верхней и нижней кульминации и особенно в полнолуние, когда Луна и Солнце воздействуют совместно (рис. 6.3).

К категории космогенных воздействий можно также отнести все четко выраженные сезонные (годовые) изменения уровней, температур и состава подземных вод, вызванные вращением Земли вокруг Солнца; суточные изменения температур неглубоко залегающих грунтовых вод под влиянием вращения Земли вокруг своей оси; появление четырехлетних циклов в колебаниях уровней и расходов подземных вод под влиянием изменений скоростей вращения Земли, в тенденции к 30—33-летним циклам под влиянием смещения полюса вращения Земли (рис. 6.4), а также линейные и нелинейные тренды в режиме подземных вод и подземного стока, обусловленные вековой и многовековой изменчивостью солнечной активности.

6.3. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Многие особенности режима подземных вод определяются гидрометеорологическими факторами — осадками, температурой и влажностью воздуха.

Одним из основных макропроцессов, определяющих интегрально режим температур воздуха и выпадения атмосферных осадков, является атмосферная циркуляция ветров.

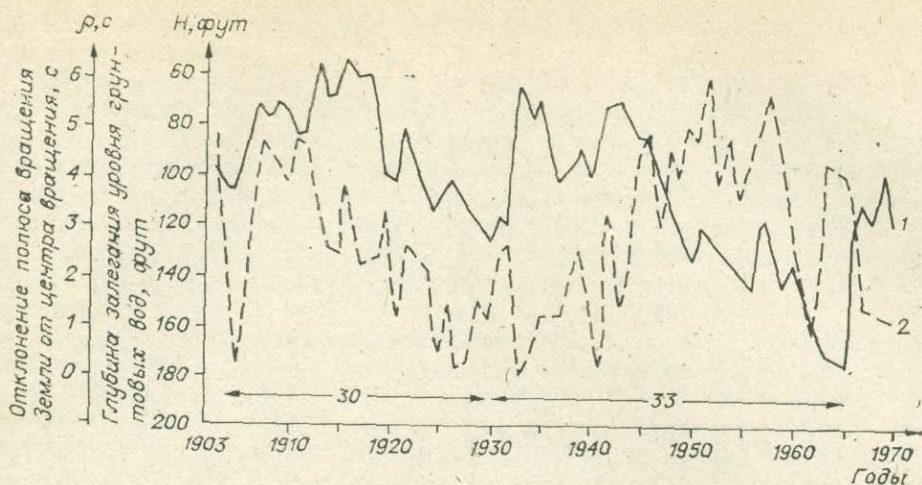


Рис. 6.4. Графики колебаний уровней грунтовых вод (1) по скважине № IS/10W — 7R2S (USA, California, San Gabriel) и отклонение полюса вращения Земли от центра вращения (2).

Многочисленными исследователями [Вангенгейм, 1948; Дзердзеевский и др., 1946, 1968; Гирс, 1971; Покровская, 1969 и др.] установлены закономерности атмосферной циркуляции ветров. Выделяются две основные формы переноса ветров — зональная и меридиональная. Меридиональный перенос тепла и влаги определяется наличием градиента температур между экватором и полюсом, а зональный — градиентом температур между океаном и материком. Смена суточных, сезонных и многолетних градиентов температур между океаном и материком в северном полушарии определяет преобладание трех типов атмосферной циркуляции (по Г. Я. Вангенгейму): западного (*W*), восточного (*E*) и центрального (*C*), соотношение которых в течение года и определяет климатическую его характеристику. Более детальная типизация форм атмосферной циркуляции для Европейского, Сибирского и Дальневосточного секторов СССР разработана Б. Л. Дзердзеевским (1968). Наблюдениями установлено, что на восходящих ветвях солнечной активности усиливается меридиональный перенос, что приводит к потеплению климата, а в минимум солнечной активности увеличивается зональный перенос, что усиливает приток холодных масс воздуха с севера и океана и приводит к похолоданию климата.

Отмечено, что восточный тип циркуляции (*E*) обуславливает снижение, а типы *W* и *C* — повышение уровней грунтовых вод. Высокие корреляционные связи уровней подземных вод и подземного стока (с коэффициентами корреляции свыше 0,6) устанавливаются с тем или иным типом атмосферной циркуляции Вангенгейма — Гирса в 56%, а с типами Б. Л. Дзердзеевского в 70% случаев.

Анализ региональной приуроченности прямых и обратных связей режима подземных вод с атмосферной циркуляцией по Вангенгейму — Гирсу показал, что преобладание одной из форм циркуляции приводит в одних регионах к подъему уровней, в других — к их спаду.

Этим и определяется региональная синхронность и асинхронность режима подземных вод, а также наличие прямых и обратных связей режима подземных вод и солнечной активности. Построенные карты прямых и обратных связей режима уровней подземных вод с различными типами циркуляции показали, что районы с синхронным и асинхронным режимом подземных вод на территории СССР непостоянны во времени и пространстве и зависят от преобладания той или иной формы циркуляции [Ковалевский, 1976].

Теснота связей режима уровней подземных вод со всеми типами циркуляции затухает с глубиной во всех регионах и водовмещающих породах, но тем быстрее, чем хуже фильтрационные свойства пород.

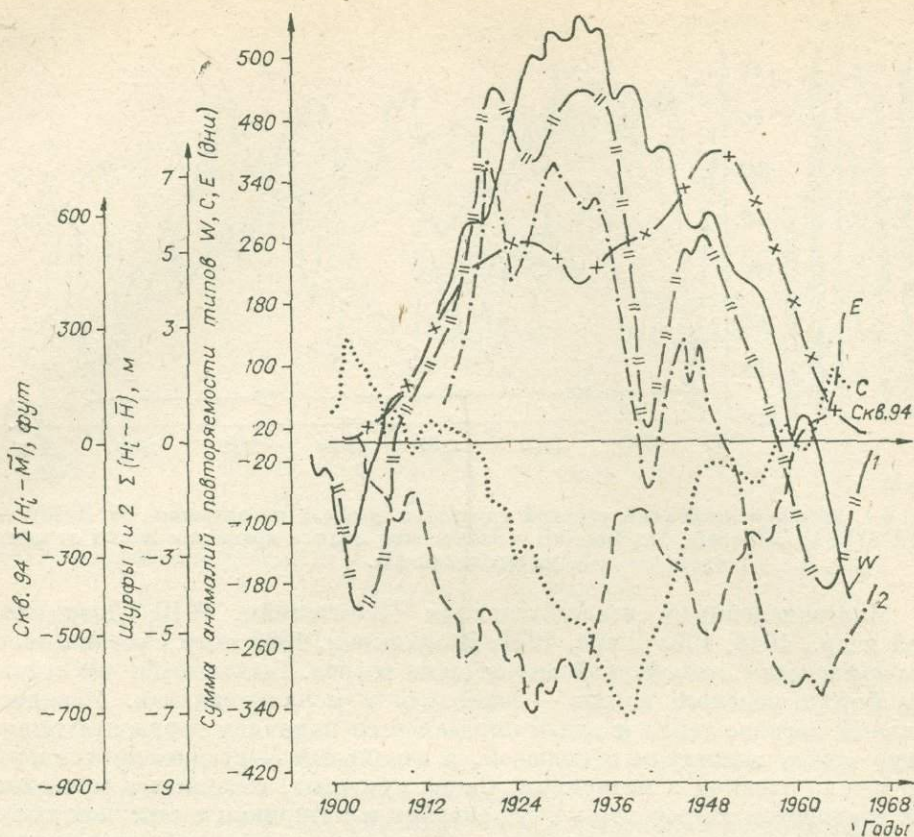


Рис. 6.5. Сопоставление интегральных графиков атмосферной циркуляции по Гирсу W, C, E и уровней подземных вод по шурфам 2, 1 (Каменная степь), скв. 94 (Калифорния).

Более чем в половине случаев временные сдвиги в данных связях либо отсутствуют вообще, либо достигают одного-двух лет. Однако неучет сдвигов, когда они имеют место, резко занижает картину тесноты корреляционных связей. Величина сдвигов зависит в основном от скоростей водообмена подземных вод и возрастает с глубиной их залегания.

Одновременный учет нескольких форм атмосферной циркуляции методом множественной корреляции нередко значительно улучшает тесноту связей — иногда до $R = 0,8-0,95$, где R — коэффициент множественной корреляции.

Наиболее наглядно связи уровней подземных вод с атмосферной циркуляцией прослеживаются по интегральным графикам * (рис. 6.5).

В ряде случаев установлена взаимосвязь режима подземных вод с обнаруженной квазидвухлетней (в среднем 26-месячной) цикличностью в зональных стратосферных ветрах, заключающейся в закономерной смене западных ветров на восточные [Кац, 1964; Бугаев, Кац, 1971]. Наибольшие амплитуды скоростей эти ветры имеют на высотах около 24 км вдоль экватора между широтами $\pm 10^\circ$, где они достигают 40 узлов (20 м/с). На высотах менее 16 км какой-либо ритмичности в смене ветров уже не наблюдается. К северу от 20° с. ш. скорость ветров снижается до 5 узлов и ниже. Данная цикличность стратосферной циркуляции сказывается на характере и ритмичности колебаний температур воздуха, атмосферных осадков, в соответствующих колебаниях атмосферного давления и

* Интегральные графики строятся путем последовательного суммирования (с нарастающим итогом) отклонений годовых значений от их среднепогодной нормы.

других явлений. Двухлетняя цикличность отмечалась ранее и в других природных явлениях.

Проведенные сопоставления многолетних графиков колебаний уровней грунтовых вод Подмосковского стационара ВСЕГИНГЕО с квазидвухлетней цикличностью направлений стратосферных ветров показывают, что чаще всего совпадение пиков западных ветров с весенним периодом приводит к раннему (1—16/III) предвесеннему минимуму и более интенсивному весеннему питанию грунтовых вод, а совпадение пика восточных ветров с весенним периодом — к поздним предвесенним минимумам (1—11/IV) и менее высоким амплитудам весеннего подъема уровней [Ковалевский, 1974].

Ввиду того, что продолжительность циклов данной циркуляции колеблется от 21 до 33 мес, а в среднем 26 мес, ее эффект в режиме грунтовых вод может проявляться несистематически. Тем не менее в течение ряда лет можно было зафиксировать, что минимальные значения уровней грунтовых вод по многим скважинам европейской части Советского Союза с 1952 по 1961 г. совпадали с четными годами, с 1962 по 1967—1970 гг. — с нечетными, а с 1971 г. — опять с четными. Учитывая, что смещение периода данной квазидвухлетней цикличности осуществляется в среднем на 2,5 мес в год, смена приуроченности минимальных значений уровней подземных вод с четных лет на нечетные, и наоборот, должна происходить в среднем через 10—11 лет, что, по-видимому, увязывается с 22-летним солнечным циклом.

Особенности многолетних циркуляционных процессов в земной атмосфере определяют характер ее теплового режима и увлажненности, которые уже непосредственно воздействуют на грунтовые воды, определяя основные черты их режима.

Наиболее мощным режимообразующим фактором является режим выпадения атмосферных осадков, их интенсивность и расходование на испарение. Наибольшее питание подземных вод имеет место в те периоды, когда выпадает наибольшее количество осадков при наименьшем их испарении, т. е. осенью, весной, а в ряде районов и зимой. Размеры же инфильтрации зависят при равных осадках и испарении от литологического состава пород зоны аэрации, определяющего скорость возможного поглощения атмосферных осадков, и от глубин залегания подземных вод (рис. 6.6).

Вода в зоне аэрации, помимо прочносвязанной, может находиться в парообразном виде, в пленочной форме, капиллярной, удерживаемой силами поверхностного натяжения, и гравитационной. При этом первые три формы воды во время отсутствия питания расходуются на испарение и восполняются в периоды питания. Величина инфильтрации и испарения с увеличением глубин залегания подземных вод постепенно уменьшается. Максимальное испарение из зоны аэрации, равное или даже превышающее испарение с открытой водной поверхности, в силу большей прогреваемости поверхности земли по сравнению с водной поверхностью наблюдается при достижении капиллярной каймой поверхности земли. При глубинах залегания грунтовых вод свыше 4—5 м испарение с их поверхности становится весьма малым. Отсюда можно сделать вывод, что при прочих равных условиях размеры инфильтрационного питания подземных вод, залегающих на глубинах свыше 5 м, одинаковы. Однако практика показывает, что с глубиной амплитуды колебаний уровней подземных вод все же затухают, что можно объяснить рассредоточением процесса питания во времени и балансированием его подземным стоком.

Размеры инфильтрации атмосферных осадков до грунтовых вод зависят не только от глубины залегания последних, состава пород зоны аэрации и их фильтрационных свойств, но и от ряда других причин. Существенно влияют морфологическое строение поверхности земли и микро-рельеф, определяющие размеры поверхностного стока и поверхностного задерживания влаги, характер залесенности, задернованности или распаханности территории, а также интенсивность выпадения осадков. Так,

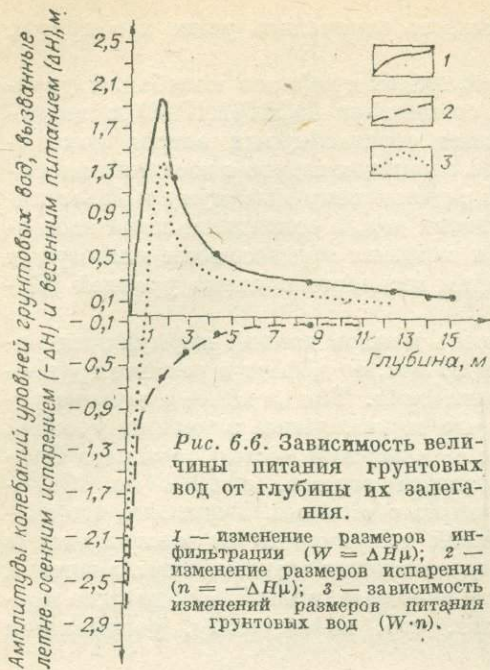


Рис. 6.6. Зависимость величины питания грунтовых вод от глубины их залегания.

1 — изменение размеров инфильтрации ($W = \Delta H\mu$); 2 — изменение размеров испарения ($n = -\Delta H\mu$); 3 — зависимость изменений размеров питания грунтовых вод ($W \cdot n$).

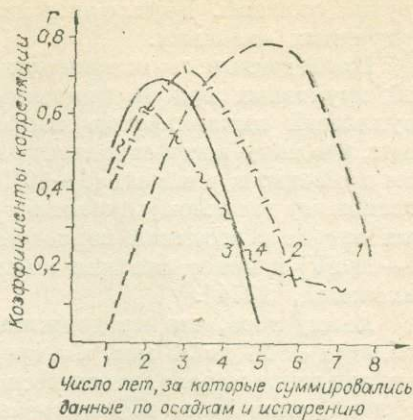


Рис. 6.7. Зависимость тесноты связи (r) среднегодовых уровней грунтовых вод по ряду скважин Хабаровского края (1, 2) и Западной Сибири (3, 4) от количества суммируемых осадков (2—4) или разности осадков и испарения (1) за ряд лет.

в Подмоскowie при песчаном строении зоны аэрации и глубинах стояния воды 2—3 м летние осадки достигают грунтовых вод лишь при интенсивности дождя свыше 40 мм. Осадки меньшей интенсивности полностью расходуются на испарение как с поверхности земли, так и из зоны аэрации, не достигнув уровня грунтовых вод. Наилучшие условия для питания грунтовых вод создаются при продолжительных морозящих дождях.

По графикам зависимости амплитуд колебаний уровней подземных вод (ΔH) от атмосферных осадков (P) можно оценить минимальное количество осадков (при $\Delta H = 0$), которое практически не сказывается на питании подземных вод.

Распределение областей питания подземных вод приводит к тому, что сроки наступления максимальных уровней грунтовых вод даже на близких расстояниях могут отличаться на 1—2 мес.

Анализ режима подземных вод показывает, что наиболее эффективны для питания подземных вод зимние осадки. В северных районах они накапливаются за зиму и инфильтруются весной, с началом снеготаяния. В южных же районах, где зона аэрации не промерзает и зимние осадки выпадают в жидкой фазе, их фильтрация осуществляется в течение всего холодного периода года. В связи с этим корреляционные связи уровней подземных вод лучше всего устанавливаются именно с эффективными, а не со среднегодовыми суммами осадков.

Оценка норм подземного стока показала, что на инфильтрацию в различных природных условиях идет 5—35% от годовой суммы осадков, или 20—80% от эффективных осадков. По разностям осадков и испарения с отнесением этих разностей за зимний период к весне (так как зимой при наличии промерзания зоны аэрации питание отсутствует) можно оценить принципиальный характер колебаний уровней подземных вод.

Анализ связей режима уровней подземных вод и атмосферных осадков позволяет выявить интегрирующую способность водоносных горизонтов отражать увлажненность ряда предыдущих лет. Чем меньше скорость фильтрации подземных вод и больше длина пути фильтрации, тем сильнее распродоточена во времени разгрузка подземных вод и тем больший период увлажненности предыдущих лет находит отражение в уровнях подземных вод. В результате низкие корреляционные связи между уровнями подземных вод и осадками текущего года постепенно повышаются при использовании для расчета данных связей суммарных осадков

двух, трех и т. д. предыдущих лет. Достигнув максимума, соответствующего периоду водообмена водоносного горизонта, теснота этой связи постепенно начинает затухать (рис. 6.7). Вскрытая закономерность позволяет определять степень инерционности, или «память», водоносного горизонта и может быть использована для анализа условий формирования подземных вод, прогнозов режима подземных вод, обоснования необходимого периода учитываемых факторов при составлении прогнозов и для реставрации (наращивания) или восстановления недостающих наблюдений за колебаниями уровней подземных вод в прошлом. Лучшие результаты подобных связей устанавливаются при коррелировании среднегодовых уровней грунтовых вод с разностью между суммарными осадками холодных периодов за ряд лет и суммарным испарением теплых периодов тех же лет. Аналогичные связи устанавливаются и при коррелировании среднегодовых уровней подземных вод и индексов атмосферной циркуляции, суммируемых за ряд лет.

Температура воздуха на режим подземных вод влияет как прямо, так и косвенно.

Косвенное воздействие проявляется в промерзании зоны аэрации, препятствующем питанию подземных вод, а прямое — в определении величин испарения с их поверхности в зону аэрации в зимнее время, а также в режиме температур подземных вод.

Начало интенсивного весеннего подъема уровней грунтовых вод совпадает, как правило, с устойчивым переходом температуры через ноль, когда в результате оттаивания зоны аэрации создаются условия для инфильтрации талых вод. Однако подъем уровней грунтовых вод может начаться и до этого момента за счет оттаивания зоны аэрации снизу и инфильтрации влаги из зоны аэрации назад в водоносный горизонт.

Резкие суточные колебания температур могут обеспечить дополнительное подпитывание подземных вод за счет конденсации влаги. Интенсивность этого процесса прямо зависит от величины перепада температур, влажности и грубости материала, слагающего зону аэрации. Наиболее существенны размеры конденсации в глыбовых навалах, где имеет место активная циркуляция воздуха, обеспечивающая участие в данном процессе наибольшей суммарной площади (объема) пород, из которых формируется конденсируемая влага. Закономерности режима температур подземных вод рассмотрены ниже (см. гл. 7).

Изменения атмосферного давления приводят к снижению уровней воды в скважинах и дебитов источников при его увеличении и к повышению уровней при уменьшении.

Указанные изменения связываются с упругими свойствами воды и пласта и проявляются наиболее отчетливо в напорных водах и тем интенсивнее, чем более консолидированы водовмещающие породы.

Отношение изменений уровня подземных вод (ΔH), вызванное соответствующим изменением атмосферного давления (ΔP), называется барометрической эффективностью $B = \frac{\Delta H \cdot \gamma}{P}$, где γ — объемный вес подземных вод. Значения B колеблются в пределах 0,3—0,8.

Барометрическая эффективность может рассматриваться как гидрогеологический параметр водоносного горизонта, характеризующий упругие и фильтрационные свойства этого горизонта, а также степень его изоляции от атмосферы, через который могут быть оценены коэффициенты упругости (β^*) и пьезопроводности (a) пласта:

$$\beta^* = \frac{\alpha}{B \cdot E_{\omega}}; a = \frac{k \cdot B \cdot E_{\omega}}{\alpha},$$

где α — пористость,

k — коэффициент фильтрации пласта;

E_{ω} — модуль упругого сжатия воды (табличная характеристика, зависящая от минерализации воды);

B — барометрическая эффективность.

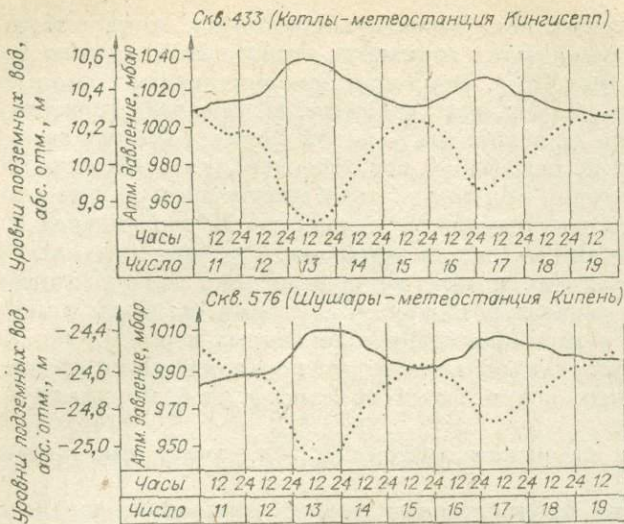


Рис. 6.8. Графики изменений уровня подземных вод (I) и атмосферного давления (II) с 11 по 19 февраля 1962 г. [по Гале, 1967].

Влияние изменений атмосферного давления проявляется лишь на открытой поверхности воды в скважинах, заложенных в напорном водоносном горизонте, и вызывает колебания уровней с амплитудой до 20—30 см (рис. 6.8). В самом же водоносном горизонте, изолированном от атмосферы слабопроницаемыми слоями (за

пределами зоны влияния скважины), эти изменения либо вообще не проявляются, либо не могут быть уловлены при существующей точности производства массовых измерений (± 1 см). При уменьшении атмосферного давления происходит как бы откачка воды из водоносного горизонта в скважину за счет образовавшейся разности давлений в пласте, т. е. за счет упругого расширения подземных вод, и, наоборот, при увеличении атмосферного давления происходит как бы нагнетание воды из скважины в пласт. Скорость такого перераспределения давления определяется фильтрационными и упругими свойствами водоносного горизонта (так же, как при откачке или наливе).

Эффект изменений барометрического давления усиливается в газированных подземных водах (содержащих углекислоту, сероводород, метан). Так, перед грозами и метелями, обычно сопровождаемыми резким падением давления, неоднократно отмечалось увеличение расходов газированных родников, водопритоков в горные выработки, появление рудничных газов в шахтах.

Изменения атмосферного давления воздействуют и на грунтовые воды. Однако в силу равномерного распределения давления на всю поверхность грунтовых вод они приводят к колебаниям уровня грунтовых вод, измеряемым десятыми долями миллиметра. Эффект воздействия атмосферного давления на грунтовые воды может быть зафиксирован лишь при определенных условиях — в периоды промерзания зоны аэрации, иногда после сильных дождей, когда формируется подвешенная капиллярная кайма, и в других случаях, когда могут временно сформироваться напорные условия. Именно такой характер имеют кратковременные небольшие колебания уровней грунтовых вод, наблюдаемые сразу после выпадения атмосферных осадков, которые еще не успели профильтроваться до грунтовых вод.

Аналогично и воздействие ветра на подземные воды. Порывы ветра создают разрежение давления в устье скважины, что вызывает небольшие (до 5 см) подъемы уровня воды.

Периодические изменения упругого состояния скелета водоносного горизонта в процессе сезонных и многолетних колебаний уровней подземных вод могут вызвать соответствующие колебания земной поверхности с амплитудами до 2—5 см.

Упругие колебания уровней напорных вод могут быть вызваны также и непосредственными нагрузками на поверхность земли (проходящие поезда).

6.4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Режим подземных вод тесно связан с режимом водотоков и водоемов. Степень этой связи определяется геологическим строением и гидрогеологическими условиями территории. По характеру гидравлического взаимодействия вод в зависимости от различных гидрогеологических условий можно выделить ряд типов взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Первый тип широко распространен в пределах зон избыточного и умеренного увлажнения, главным образом вдоль крупных рек, где большую часть года реки или озера дренируют грунтовые воды. Во время паводка создается подпор грунтовых вод, вызывающий временное питание их за счет поверхностных вод.

Второй тип распространен в пределах зоны недостаточного увлажнения, где реки (если они не пересыхают) в течение всего года питают грунтовые воды. Во время паводка это питание усиливается.

Третий тип характеризуется отсутствием подпора грунтовых вод во время паводка в силу небольших амплитуд колебаний уровней поверхностных вод, соизмеримых с амплитудами колебаний уровней грунтовых вод, и при наличии достаточно больших уклонов грунтовых вод в сторону реки или водоема, а также при отсутствии непосредственной гидравлической связи поверхностных и подземных вод, когда разгрузка подземных вод осуществляется родниками за пределами зоны подпора. Разгрузка грунтовых вод в реки, озера или моря в таких случаях в период паводка не только не сокращается, но, наоборот, возрастает, так как в связи с инфильтрационным питанием подземных вод мощности и, следовательно, расходы потока грунтовых вод увеличиваются.

Четвертый тип отражает взаимосвязь режима поверхностных и неглубоко залегающих напорных вод, разделенных между собой относительно непроницаемыми или слабопроницаемыми слоями.

Во время паводка возможны два варианта взаимосвязи уровней поверхностных и подземных вод.

1. Уровень поверхностных вод устанавливается выше уровня напорных вод. В этом случае разгрузка напорных вод прекращается и создаются условия для фильтрации речных вод через слабопроницаемые слои в напорный водоносный горизонт.

2. Уровень поверхностных вод устанавливается ниже уровня напорных вод. В этом случае разгрузка напорных вод в поверхностные водотоки и водоемы не прекращается, но сокращается пропорционально уменьшению разности напоров. После спада паводка размеры разгрузки напорных вод восстанавливаются в обоих случаях.

Таким образом, подземные и поверхностные воды могут быть рассмотрены как единая гидравлически связанная система, нарушение равновесия в одной из частей которой влияет на другую. В результате колебания уровней подземных вод следуют за колебаниями уровней поверхностных вод с определенным отставанием и постепенно затухающими амплитудами в глубь берега.

В зоне подпора во время паводка можно выделить две зоны:

- 1) с обратным (от реки) уклоном грунтовых вод, подъем уровня в которой происходит с участием фильтрации поверхностных вод в водоносный горизонт;

- 2) с прямым (к реке) уклоном грунтовых вод, подъем уровня в которой происходит за счет подпора и инфильтрационного питания грунтовых вод.

Размеры первой зоны вдоль рек составляют от нескольких десятков до сотен метров, а второй зоны — до нескольких километров.

В напорных водах воздействие поверхностных вод проявляется по площади в еще больших размерах. Например, влияние паводков р. Днепр в районе Каховки передается по напорному водоносному горизонту в понтических известняках на расстояние более 20 км.

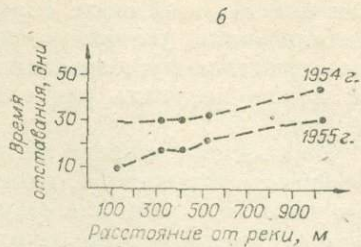
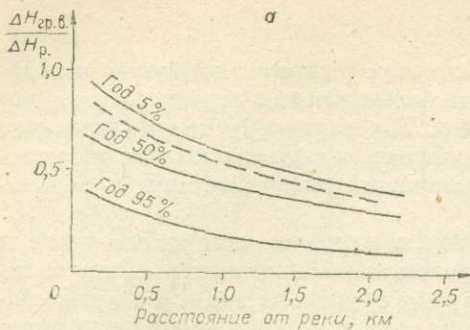


Рис. 6.9.

а — изменение соотношения амплитуд колебаний уровней подземных и поверхностных вод от расстояния до реки для лет, различных по водности (% обеспеченности); б — время отставания пика максимальных уровней подземных вод от расстояния до реки (по материалам Средневолжской гидрогеологической станции).

Колебания уровня грунтовых вод и скорости их затухания в глубь берега зависят от фильтрационных свойств водовмещающих пород, а также от их мощности. Чем больше коэффициент фильтрации пород и меньше их водоотдача, тем меньше скорость затухания колебаний уровня грунтовых вод. Быстрое и резкое уменьшение амплитуд колебаний уровня грунтовых вод по мере удаления от реки свидетельствует о плохой гидравлической связи поверхностных и подземных вод и слабой проницаемости пород. Резкие перегибы на графиках зависимости амплитуд колебаний уровней подземных вод от расстояния свидетельствуют о смене литологических разностей водовмещающих пород и их фильтрационных свойств.

Установив за ряд лет зависимость отношения амплитуд колебаний уровней грунтовых вод и воды в реке в период паводка от расстояния наблюдательных скважин до берега реки, можно затем, зная амплитуду колебаний уровня воды в реке, определить не только амплитуду колебаний уровней воды в наблюдательных скважинах, но и в любом месте между ними (рис. 6.9, а).

Для прогноза времени наступления максимальных уровней подземных вод, вызванных их подпором со стороны реки, составляются графики зависимостей времени отставания пика (максимальных уровней) подземных вод (по ряду разноудаленных от реки наблюдательных скважин) от соответствующего пика уровней воды в реке (см. рис. 6.9, б).

Изменения в режиме температур и химического состава грунтовых вод под влиянием поверхностных вод наблюдаются лишь в небольшой прибрежной полосе, где во время паводков отмечается фильтрация речных или других поверхностных вод в берега.

6.5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Эффект влияния эндогенных факторов на режим подземных вод может быть зафиксирован лишь при очень длительных наблюдениях, а степень этого влияния может рассматриваться лишь с точки зрения палеогидрогеологических реконструкций природной обстановки. К числу таких факторов могут быть отнесены эпейрогенические колебания земной коры, приводящие к изменению базиса дренирования подземных вод, а следовательно, к активизации или затруднению водообмена. Процессы выщелачивания, окисления, выпадения солей в осадок, суффозии и т. п. приводят к изменениям фильтрационных свойств пород, а значит, и режима подземных вод. Процессы денудации земной поверхности, эрозийная и аккумуляционная деятельность поверхностных водотоков приводят к изменениям геоморфологического строения территорий, степени их дре-

нированности, а следовательно, и к изменению условий питания и разгрузки подземных вод.

Среди геологических факторов, эффект которых может быть зафиксирован наблюдениями, следует назвать воздействие неотектонических движений, современного вулканизма и землетрясений.

Неотектонические движения — также медленно протекающий процесс, однако в отдельных районах скорости погружения или подъема земной коры достигают 0,5—1 см в год и поэтому связанные с этим явления, например заболачивание территорий, непрерывный подъем или спад уровня в многолетнем разрезе, могут быть отмечены даже современными наблюдениями. Известный пример постоянного погружения территорий — районы Венеции и Нидерландского побережья. Многолетние тенденции (тренды) к спаду или подъему уровней подземных вод, а также в изменениях подземного стока отмечаются в большинстве наиболее длинных рядов наблюдений.

Знак неотектонических движений является, как правило, унаследованным от предшествующей тектонической жизни территории. Так, горные районы и кристаллические щиты испытывают тенденцию к подъему со скоростями от 4—5 до 12—13 мм/год, а впадины — к погружению со скоростями до 1—3 мм/год.

Влияние землетрясений и современного вулканизма на режим подземных вод — эпизодическое. Воздействие землетрясений чаще всего проявляется в резких колебаниях уровней напорных вод. Однако сейсмическая деятельность земной коры может отражаться в режиме подземных вод не только в виде колебаний уровня подземных вод, после чего режим подземных вод восстанавливается, но и в коренном изменении условий формирования режима подземных вод, связанном с изменением площадей подземных водосборных бассейнов.

Различные исследователи задолго до землетрясений отмечали существенные изменения в химическом и газовом составе подземных вод, в частности в резких колебаниях содержания гелия, сульфатов, сероводорода, рН, температур и летучих компонентов.

Совпадение наиболее сильных землетрясений в Крыму и других районах сопоставляются Е. С. Штенгеловым со значительными многолетними естественными и искусственными снижениями уровней подземных вод, а также с прохождением мощных паводков и интенсивным питанием подземных вод. Таким образом, данные режима подземных вод могут служить основой для предсказания землетрясений.

Колебания уровней подземных вод, аналогичные вызванным землетрясениями, могут возникать и под влиянием искусственных воздействий человека при проведении взрывных работ и т. п.

В режиме подземных вод проявляются также и влияния извержений вулканов. Так, на Камчатке перед извержениями вулканов наблюдалось повышение температуры подземных вод, что может быть одним из критериев для предсказания активизации вулканической деятельности. Имели место случаи, когда вода в колодцах перед извержением убывала или совсем исчезала, а в других местах появлялись новые источники, изменялся химический и газовый состав подземных вод, в них наблюдались различного рода механические примеси в виде мути и ила.

6.6. БИОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Биолого-почвенная группа факторов включает в себя влияние как леса и другого растительного покрова земли, а также почвы, так и живых организмов на режим грунтовых вод.

Влияние растительности на формирование баланса подземных вод проявляется в двух направлениях. Растительность (и в первую очередь лесная) уменьшает размеры поверхностного стока и содействует накоплению снега, а также уменьшает испарение подземных вод с почвы (в 1,5—

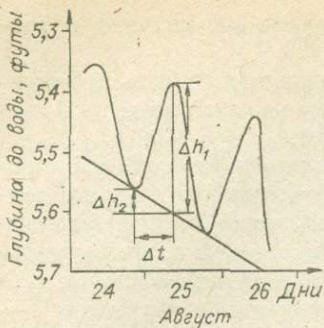


Рис. 6.10. Суточный цикл в колебаниях уровня грунтовых вод, вызываемый транспирацией (по Уайту [Todd, 1960]).

2 раза). Статистически установлено, что грозовых ливней больше всего проходит над лесными массивами. В среднем (по Г. Р. Эйтингену) таяние снега на полянах и в лесу происходит в 1,3 раза медленнее, чем на открытых полях, в то время как в сосновых и лиственных лесах период таяния увеличивается в 2 раза, а в еловых — в 2,5 раза. В силу того, что

в лесу снег менее уплотнен и поэтому является хорошим теплоизолятором, промерзание под лесом значительно меньше, чем на соседних безлесных участках (на 30—50%), что создает более благоприятные условия для инфильтрации талых вод. Отмечено также, что вырубка леса во многих случаях приводила к снижению уровней грунтовых вод. Таким образом, растительность создает условия не только для накопления влаги и более интенсивной ее инфильтрации — питания грунтовых вод, но и определяет характер этого питания во времени, что находит свое отражение в особенностях режима подземных вод. С другой стороны, растительность задерживает часть выпадающих осадков кронами деревьев и листвой, а также усиленно транспирирует почвенную влагу и грунтовые воды и тем самым увеличивает расходные статьи баланса подземных вод. Так, березняк задерживает 10—20%, иногда до 24% осадков, выпадающих в поле, сосновый лес — до 13—16%, а ельник — до 31—38%. Слабые дожди (до 6 мм) почти полностью поглощаются кронами деревьев и не проникают в почву. Луговая растительность с тонким моховым покровом задерживает осадки почти так же, как и сосновый лес. Такое двойственное разнонаправленное влияние биогенных факторов на подземные воды приводило исследователей к различным толкованиям роли леса как наиболее мощного из данной группы факторов в формировании подземных вод. Так, например, П. В. Отоцкий и другие считали, что «лес сушит равнины»..., другие же — Г. Ф. Басов, В. В. Докучаев, С. В. Зонн утверждали, что лес магазинирует влагу. Детальными исследованиями Г. Ф. Басова, А. А. Молчанова, Н. С. Бирюкова и других было установлено, что весной влага более интенсивно накапливается, а летом расходуется на залесенных территориях в сравнении с безлесными. При этом суммарный баланс грунтовых вод зависит от возраста леса: молодняк и старый лес, как правило, больше накапливают, чем расходуют, а лес среднего возраста, наоборот, больше расходует, чем накапливает.

Весной под лесными массивами или полосами наблюдаются более высокие подъемы, чем в прилегающей рядом степи и на полянах, а летом — более резкие спады уровня грунтовых вод. Годовая амплитуда колебаний уровня грунтовых вод, следовательно, под лесными массивами или полосами, как правило, бывает значительно больше, чем на окружающих безлесных участках.

Транспирация растительностью влаги, происходящая, как известно, только днем, приводит к четким суточным колебаниям уровней грунтовых вод, достигающим 30—100 мм (с вечерним минимумом и утренним максимумом уровня) (рис. 6.10). Наиболее четко такие колебания наблюдаются при неглубоком залегании грунтовых вод, чаще всего в поймах и на низких террасах рек. Подъем уровня грунтовых вод в ночное время обуславливается их пополнением за счет подтока с водораздельных пространств в период отсутствия транспирации.

Суточные колебания уровней грунтовых вод определяются не только транспирацией, но и непосредственным испарением с поверхности грунтовых вод. Поэтому по амплитудам этих колебаний можно оценить расходование подземных вод в целом на эвапотранспирацию.

В случае, если амплитуда колебаний или скорость снижения уровня грунтовых вод $\left(\frac{\Delta h_1}{\Delta t}\right)$ определяется эвапотранспирацией, то с учетом положительной или отрицательной тенденции в изменении запасов подземных вод $\left(\frac{\Delta h_2}{\Delta t}\right)$ за тот же промежуток времени величины эвапотранспирации (или в зависимости от глубины залегания грунтовых вод только транспирации), по Уайту, могут быть рассчитаны по уравнению:

$$V_{\text{тр}} = \left(\frac{\Delta h_1}{\Delta t} \pm \frac{h_2}{\Delta t}\right) \cdot n \text{ (мм/сут с единицы площади),}$$

где n — активная пористость пород в зоне колебаний уровня грунтовых вод.

Растительный покров оказывает влияние не только на режим уровня грунтовых вод. Так, наличие в почвах, зоне аэрации и водах микрофлоры способствует или приводит к протеканию в последних ряда биологических процессов (нитрификация, сульфитизация, фосфоритизация и др.), которые накладывают соответствующий отпечаток на режим химического состава подземных вод, становясь первым этапом в его формировании.

Влияние почв на режим подземных вод проявляется прежде всего в том, что различные генетические типы почв обладают разной структурой и строением, которые определяют разную величину водопроницаемости этих почв, а следовательно, определяют размеры питания и колебаний уровней грунтовых вод. Наиболее высокой водопроницаемостью обладают комковато-призматические и зернистые черноземные почвы, а наименьшей — подзолистые суглинистые почвы. Часть влаги, инфильтрующейся до грунтовых вод, задерживается почвой. При этом чем более иссушена почва, тем меньше атмосферных осадков проникает до грунтовых вод, и наоборот. Значительно увеличивают проницаемость почв ходы землероев.

6.7. ИСКУССТВЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Влияние деятельности человека на режим подземных вод с каждым годом проявляется все больше. Эксплуатация подземных вод крупными водозаборами, водоотлив из горных выработок, эксплуатация нефтяных и газовых месторождений, проведение осушительных и оросительных мелиораций, создание крупных водо- и газохранилищ, закачка промышленных отходов в водоносные горизонты, строительство городов с асфальтовым и бетонным покрытием, препятствующим питанию подземных вод, распашка земель, насаждение лесных полос и т. д. приводят в одних случаях к резкому снижению уровней подземных вод, истощению их запасов, уменьшению их естественного восполнения и ухудшению качества воды, в других случаях — к подъему уровней грунтовых вод и увеличению их запасов. Масштабы проявления влияния искусственных факторов на режим подземных вод в ряде стран достигли таких размеров, что в некоторых районах земного шара уже трудно найти участки, где бы влияние человека в той или иной мере не сказалось (подробнее см. «Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод»).

Взаимодействие близко расположенных водозаборов увеличило темпы снижения напоров и привело к образованию огромных, достигающих десятков и даже сотен километров, воронок депрессий, охватывающих большую часть артезианских бассейнов в целом.

Хозяйственная деятельность людей представляет собой не только мощный режимобразующий фактор, коренным образом меняющий характер режима и баланса подземных вод, но и приводит нередко к серьезным нарушениям в окружающей среде под влиянием изменений гидрогеологических условий.

Особенности влияния на режим подземных вод каждого из перечисленных выше видов хозяйственной деятельности человека чрезвычайно разнообразны. В отдельных случаях такое влияние проявляется в виде определенно направленного (положительного или отрицательного) тренда, на фоне которого можно по-прежнему наблюдать естественные, свойственные данной территории колебания уровней или расходов подземных вод. В других случаях искусственные воздействия настолько существенны, что они коренным образом меняют естественный характер режима подземных вод. Особенности такого режима определяются главным образом искусственными факторами, а естественные факторы лишь осложняют этот режим.

7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

7.1. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Степень воздействия рассмотренных режимобразующих факторов на подземные воды зависит от разнообразия особенностей природных режимобразующих условий. К числу таких режимобразующих условий относятся степень расчлененности рельефа, литологический состав водовмещающих пород, геоморфологическое строение территории и ее геологическая структура, а также климатические особенности данного района и степень изолированности подземных вод от поверхности земли. Хозяйственная деятельность людей (асфальтировка, застройка и планировка территорий, подземные коммуникации, набережные и другие сооружения, распашка земель, создание лесных полос, дренажных сооружений и т. д.) создает искусственные режимобразующие условия.

Расчленение территории по разнообразию естественных режимобразующих условий служит основой районирования по особенностям режима подземных вод.

Наиболее общие черты режима подземных вод определяются климатом. По этому показателю на территории СССР выделяются три провинции, или три типа режима грунтовых вод (рис. 7.1).

I. Кратковременного летнего питания в пределах зоны вечной мерзлоты, где грунтовые воды промерзают зимой, оттаивают в начале лета, и поэтому график колебаний уровней грунтовых вод в этой провинции характеризуется кратковременным летним подъемом и осенним спадом уровней.

II. Сезонного весенне-осеннего питания в зоне зимнего промерзания зоны аэрации с предвесенним и летне-осенним минимумами с максимумами весной (от инфильтрации талых вод) и частично осенью;

III. Зимне-весеннего питания в зоне отсутствия или спорадического промерзания зоны аэрации с максимумами в конце зимы — весной и минимумом осенью.

Грунтовые воды в провинции кратковременного питания находятся в жидкой фазе только в летне-осеннее время, и максимальный годовой уровень наблюдается в июне — июле. При продолжительных летних дождях максимум сдвигается на август — сентябрь. Промерзание зоны аэрации начинается в октябре — ноябре. При этом на нижней границе сезонно-талого слоя может продолжаться процесс оттаивания с подъемом уровней грунтовых вод. Спад уровней может начаться лишь при накоплении определенной суммы отрицательных температур. В зависимости от условий промерзания и оттаивания зоны аэрации в одни годы могут наблюдаться весенний подъем и четкий летний максимум, в другие — сразу после оттаивания грунтовых вод происходит спад их уровней, который продолжается до октября — января, после чего они снова замерзают. Таким образом, положение экстремальных и среднегодовых уровней

грунтовых вод зависит прежде всего от температур воздуха. Величина же весенне-летнего подъема определяется в основном запасами воды в снеге, влагой, накопившейся в зоне аэрации к моменту ее промерзания, и весенне-летними дождями.

Атмосферных осадков в этих регионах выпадает немного (редко более 500 мм/год) и приурочены они в значительной части к летнему сезону. Основное питание грунтовых вод осуществляется за счет талых вод. Летние и осенние дожди лишь осложняют начавшийся с летнего максимума спад уровней грунтовых вод.

Круглогодичное существование грунтовых вод в первой провинции (первый тип режима) наблюдается лишь в районах сквозных или устойчивых надмерзлотных таликов вдоль сравнительно крупных озер и рек. В верховьях долин ширина сквозных таликов составляет всего несколько метров. Талики представляют собой узкие «щели» непромерзающих пород, расположенных непосредственно над руслом рек. В низовьях рек ширина таликов возрастает до 300—700 м. Сквозные талики являются результатом не только утепляющего воздействия рек, но и восходящих потоков подмерзлотных напорных вод, разгружающихся в реках. Мощность надмерзлотных устойчивых таликов чаще определяется мощностью аллювиальных отложений и обводненной частью коры выветривания или зоны трещиноватости подстилающих аллювий коренных пород. В значительной мере наличие таликов определяется также водопроницаемостью пород. По данным П. Ф. Швецова, при водопроницаемости пород более 1500 м²/сут существование талика возможно даже при среднегодовых температурах воздуха — 7÷—8°С.

Режим грунтовых вод в таких таликах зависит в основном от режима поверхностных вод. Так, в летнее время запасы подземных вод таликов восполняются прежде всего за счет инфильтрации поверхностных вод и частично за счет талых вод с бортов долин. Об этом свидетельствует резкое снижение качества вод — появляются признаки поверхностного их загрязнения (увеличивается содержание ионов хлора, снижается коли-титр и т. п.) при одновременном снижении общей минерализации подземных вод (до 0,05—0,2 г/л).

Второй тип — сезонного, преимущественно весеннего и осеннего, питания грунтовых вод характерен для провинции с устойчивым зимним промерзанием верхней части зоны аэрации, но без промерзания грунтовых вод даже при неглубоком их залегании. Эта вторая провинция охватывает большую часть территории СССР. Наличие сезоннопромерзающей зоны аэрации и отрицательных температур воздуха приводит (как и в первой провинции) к накоплению твердых осадков на поверхности земли и отсутствию питания подземных вод в данный период. В связи с этим сформировавшиеся к осени запасы подземных вод расходуются в течение зимнего периода за счет их стока, определяя характерное для данной провинции предвесеннее минимальное положение уровней и дебитов грунтовых вод. Основное питание грунтовых вод в описываемой провинции осуществляется в весеннее время за счет накопившихся за зиму осадков. Летние и даже осенние осадки расходуются в значительной мере на испарение и в питании грунтовых вод участия практически не принимают, снижая только темпы спада уровней за счет уменьшения в это время испарения.

Лишь при неглубоком залегании грунтовых вод (до 1,0—1,5 м) осенние осадки определяют четкий ежегодный подъем их уровней. Таким образом, для второй провинции характерно наличие предвесеннего минимума, весеннего максимума и при неглубоком залегании грунтовых вод дополнительно летне-осеннего минимума и осеннего максимума уровней грунтовых вод (см. рис. 7.1).

Как уже указывалось, основным фактором, формирующим положение минимального предвесеннего уровня грунтовых вод, является подземный сток. Испарение подземных вод в этот период ничтожно мало, хотя некоторое количество влаги под влиянием термодиффузии передви-

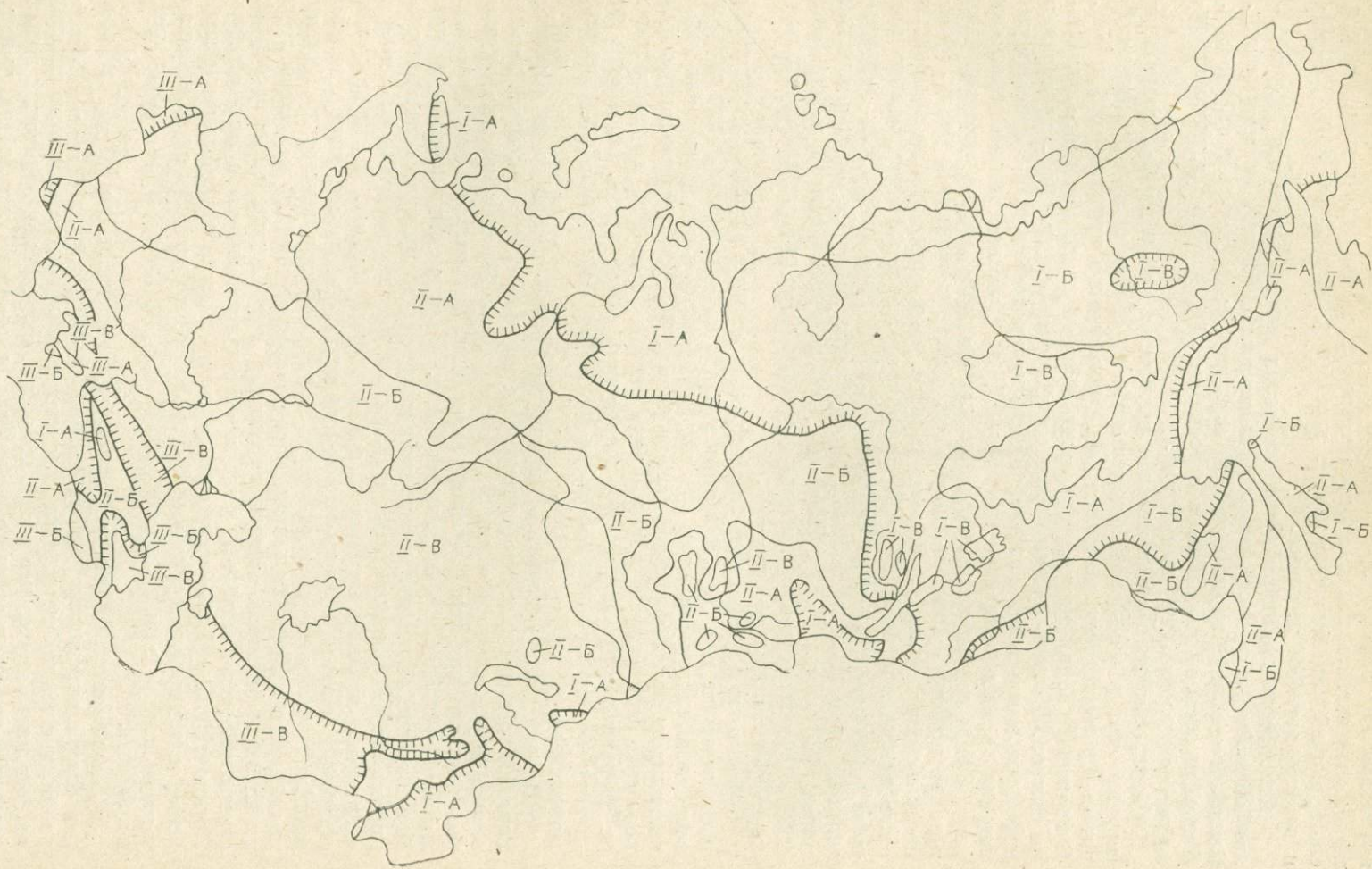
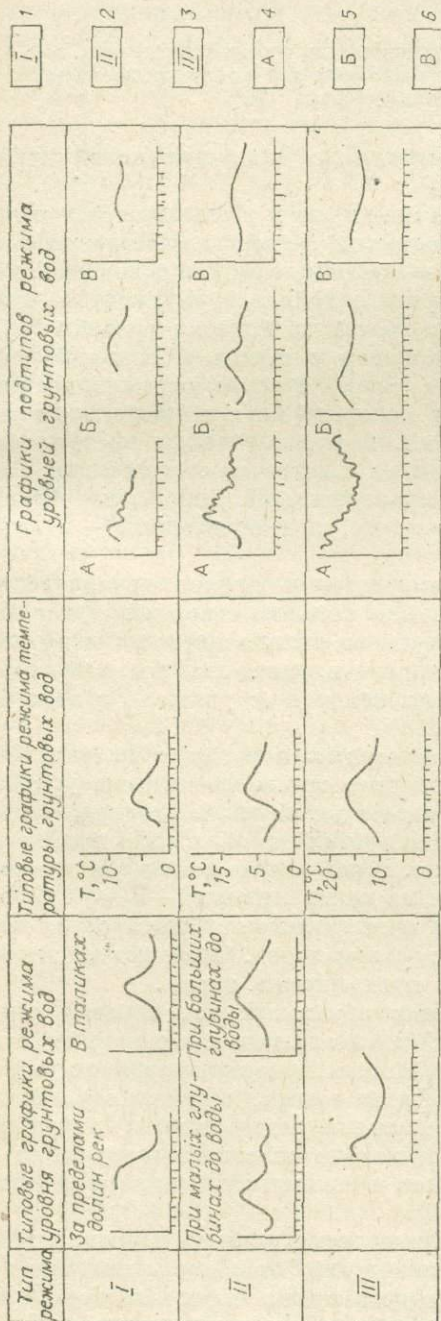


Рис. 7.1. Карта типов естественного режима грунтовых вод территории СССР.

Провинции с различными режимми грунтовых вод: I — кратковременного преимущественно летнего питания в областях развития многолетнемерзлых пород; II — сезонного преимущественно весеннего и осеннего питания вне областей многолетнемерзлых пород при наличии устойчивого значительного промерзания верхней части зоны аэрации; III — круглогодичного преимущественно зимнего питания при отсутствии устойчивого промерзания зоны аэрации в зимний период. Питание грунтовых вод и коэффициент увлажненности по А. Н. Костакову $\frac{\mu P}{E}$: 4 — обильное, >1; 5 — умеренное, 0,5—1,3; 6 — скудное, <1.



гается по направлению от зеркала грунтовых вод к промороженной верхней части зоны аэрации, уменьшая тем самым запасы подземных вод и увеличивая запасы влаги в зоне аэрации.

При наличии взаимосвязи грунтовых и напорных вод на водораздельных участках может иметь место расхождение грунтовых вод на перетекание в нижележащие водоносные горизонты, а в отрицательных формах рельефа (в долинах рек, впадинах и т. п.), наоборот, может происходить подпитывание грунтовых вод напорными. Величины такого перетекания в естественных условиях изменяются во времени несущественно, и поэтому в большинстве случаев для составления сезонных прогнозов и при оценках питания грунтовых вод им можно пренебречь, принимая его изменения в питании грунтовых вод.

Определяющая роль подземного стока в формировании минимальных уровней и дебитов подземных вод подтверждается высокими (иногда до 0,9) коэффициентами корреляции зависимостей предвесенних минимальных уровней от предшествовавших зимних или осенних уровней грунтовых вод, а также минимальных летних уровней от максимальных весенних (рис. 7.2), позволяющими использовать подобные связи в качестве прогностических и обеспечивающими иногда довольно высокую заблаговременность прогнозов (до 3—5 мес). Хорошо сопоставляются с фактическими рассчитанные по уравнениям Майе-Буссинеска кривые спадов уровней и дебитов подземных вод по многочисленным скважинам и источникам, что свидетельствует о наличии независимого режима стока подземных вод в этот период. В ряде случаев «независимость» стока может нарушаться временным подпитыванием грунтовых вод в период оттепелей, число и продолжительность которых с севера на юг, а для Европейской территории СССР и с востока на запад возрастают. Корреляционные связи минимальных предвесенних уровней грунтовых вод и предшествовавших зимних или осенних уровней в таких случаях значительно ухудшаются. Их улучшение достигается путем учета оттепелей

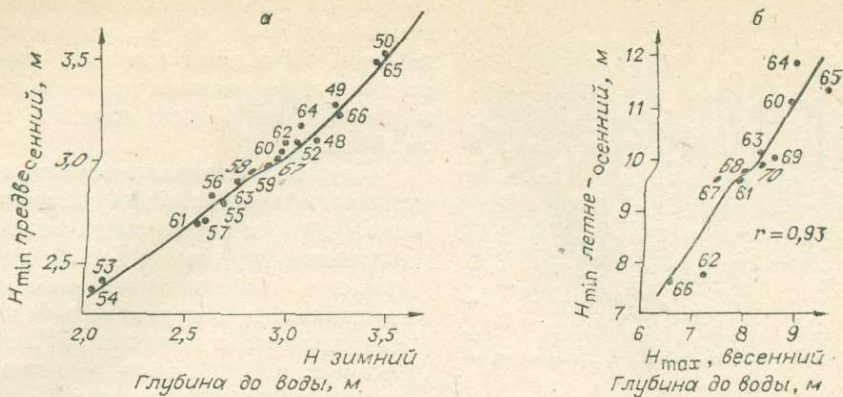


Рис. 7.2. Зависимость минимальных предвесенних уровней грунтовых вод от зимних (а) и летне-осенних уровней грунтовых вод от предшествующих максимальных весенних уровней (б).

или суммарных положительных температур за зиму как дополнительного режимобразующего фактора.

Сроки наступления предвесеннего минимума и в зависимости от географической широты местности изменяются весьма существенно — от первой декады февраля на юге до мая — июня на севере и совпадают, как правило, с моментом устойчивого перехода температуры воздуха через ноль. В горных районах сроки начала весеннего подъема уровней грунтовых вод сдвигаются вверх в соответствии с высотной зональностью. Однако для ряда горных областей юга страны с резко выраженным различием в «гипсометрических» осадках основное питание подземных вод осуществляется в высокогорных частях, и поэтому время наступления максимальных годовых дебитов источников сдвигается сверху вниз. Так, минимальные расходы родников в привершинной зоне горы Арагац (Армения) наблюдаются в феврале — марте, а в предгорной — в апреле — мае.

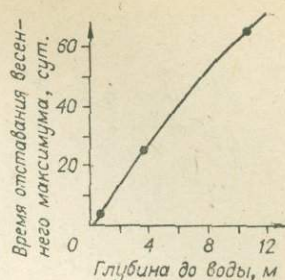
Роль мощности зоны аэрации в определении сроков начала весеннего подъема уровней грунтовых вод проявляется не очень четко, так как начало подъема уровней обуславливается не только первыми порциями проинфильтровавшихся талых вод, но и поступлением влаги из зоны аэрации, а также за счет перераспределения напоров от участков с неглубоким залегаем грунтовых вод.

В закарстованных и сильно трещиноватых породах с интенсивной циркуляцией воздуха в зоне аэрации начало весеннего подъема уровней начинается иногда на месяц и более раньше устойчивого перехода температур воздуха через ноль. Зона аэрации в этих районах либо вообще не промерзает, либо промерзает очень мало. В результате создаются условия для питания подземных вод даже при не очень низких (-3 — -4°C) отрицательных температурах воздуха за счет оттаивания снега снизу или задувания его в открытые трещины и пустоты пород. Особенно интенсивное подтаивание снега начинается в предвесеннее время.

Начало инфильтрационного питания грунтовых вод нередко отмечается еще до полного оттаивания всей зоны аэрации по отдельным наиболее проницаемым ее зонам. Полное же оттаивание зоны аэрации может наступить лишь через несколько дней, а на севере, в районах развития многолетнемерзлых пород, и через несколько недель после начала весеннего подъема уровней. Все это значительно осложняет корреляционные связи между суммой зимних осадков и величиной весеннего подъема уровней грунтовых вод.

В горных районах начало весеннего подъема уровней подземных вод зависит от удаленности наблюдательного пункта от области питания водоносного горизонта. Литология последнего прямо определяет скорости фильтрации подземных вод, а следовательно, и сроки весеннего подъема

Рис. 7.3. Зависимость отставания времени наступления весеннего максимального уровня грунтовых вод от глубины их залегания.



их уровней или увеличения дебитов родников. Так, атмосферные осадки, выпадающие в высокогорной части горы Арагац, проявляются в дебитах родника Шгаршик (высота 2060 м) через 2—3 мес, а в дебите родников Айгерлич (высота 849 м) — через 6—7 мес.

Сроки наступления характерного для провинции II весеннего максимума грунтовых вод, наоборот, резко зависят от глубин их залегания и литологического состава пород зоны аэрации. Чем больше мощность зоны аэрации, тем на больший период сдвигается время наступления максимума. Так, при сравнительно однородном строении зоны аэрации в Подмосковье сдвиг во времени при изменении глубин до воды от 1 до 10 м достигает 2 мес. (рис. 7.3). При суглинистой зоне аэрации такой сдвиг еще более возрастает. Например, в Предкавказье при увеличении мощности зоны аэрации от 1—1,5 м до 7 м амплитуда годовых колебаний уровней уменьшается от 1,25 до 0,1 м, а время наступления максимума уровня смещается с февраля — апреля на июль — сентябрь. В трещиноватых и закарстованных породах, в случаях, когда области питания и распространения водоносного горизонта совпадают, подобные сдвиги при разных глубинах залегания грунтовых вод не бывают значительными. По мере же удаления пункта наблюдений (источника или скважины) от области питания время запаздывания наступления весеннего максимума возрастает и достигает иногда 5—6 мес, т. е. «весенний» максимум может наблюдаться лишь осенью.

Помимо отмеченных факторов время наступления максимальных весенних уровней грунтовых вод зависит от наличия дождей в конце периода снеготаяния, способных продлить период питания грунтовых вод. Так, в Приморье обильные летние дожди, во время которых обычно выпадает около двух третей годовой суммы осадков, растягивают период питания грунтовых вод на несколько месяцев. Выделить в этом районе весенний максимум бывает очень трудно, особенно в условиях хорошо проницаемой зоны аэрации, так как почти весь летний период здесь наблюдаются резкие и значительные колебания уровней грунтовых вод. При суглинистой же зоне аэрации, регулирующей в какой-то мере процесс питания грунтовых вод во времени, даже в этом районе могут быть выделены два периода наиболее интенсивного питания грунтовых вод: весенний и осенний (рис. 7.4).

В северных районах страны, особенно в районах с обильно расчлененным рельефом (например, на Северном Урале), рыхлые породы осенью сильно увлажняются с поверхности и после промерзания становятся непроницаемыми до 6 мес. в году. Растянутая весна приводит к тому, что талые воды почти полностью идут на формирование поверхностного стока, а основное питание грунтовых вод осуществляется за счет летних осадков.

В южных районах, например в Казахстане, весенний максимум наблюдается уже через 10—15 дней после схода снежного покрова. Породы зоны аэрации промерзают здесь сухими, что создает благоприятные условия для весенней инфильтрации талых вод, достигающей 30—60% от осадков холодного периода.

Роль различных факторов в формировании максимального весеннего уровня грунтовых вод изменяется в зависимости от глубины его залегания, литологического состава водовмещающих пород и климатических условий. Так, коэффициенты корреляции парных связей максимальных весенних уровней грунтовых вод и суммарных зимних осадков при песчаном строении зоны аэрации по мере увеличения глубин залегания

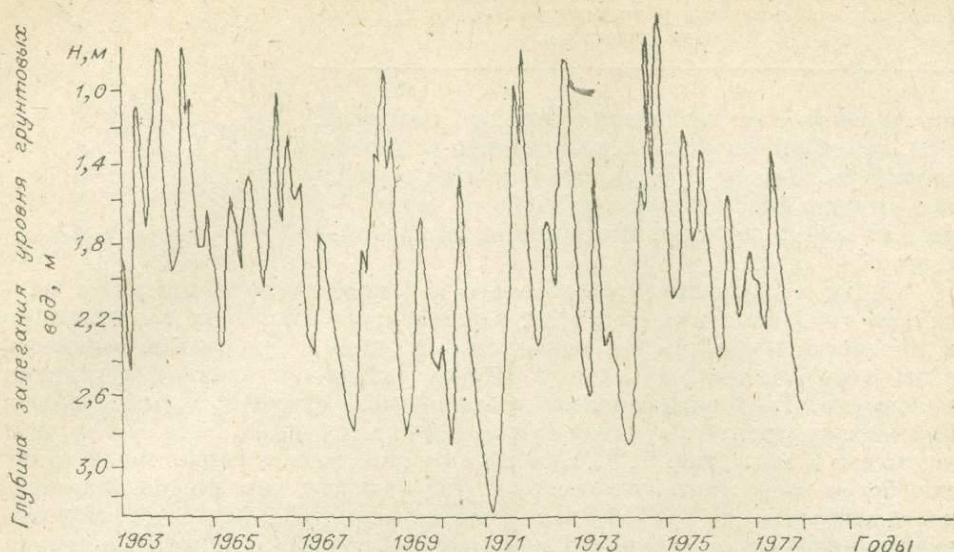


Рис. 7.4. Характерный график колебаний уровня грунтовых вод в провинции сезонного питания (Приморье).

грунтовых вод сначала возрастают и примерно на глубинах 2—5 м достигают максимума (0,7—0,95), а затем постепенно уменьшаются. Такая закономерность объясняется тем, что при малых глубинах баланс грунтовых вод даже в период их интенсивного питания весной во многом определяется размерами испарения. Глубины до воды, равные 2—5 м, наиболее благоприятны для питания подземных вод, так как испарение с поверхности грунтовых вод невелико или практически отсутствует. С увеличением глубин питание грунтовых вод рассредоточивается во времени, что приводит к уменьшению амплитуд колебаний уровней и снижению тесноты указанных корреляционных связей. Интенсивность затухания тесноты связей обратно пропорциональна фильтрационным свойствам пород. При суглинистой зоне аэрации коэффициенты корреляции этих связей уже на глубинах 5—10 м снижаются до 0,2—0,5, в то время как в гравийно-песчаной зоне такие коэффициенты отмечаются на глубинах 20—25 м.

В зависимости от этого при сравнительно глубоком залегании грунтовых вод в провинции II в режиме уровней наблюдаются чаще всего один годовой минимум (предвесенний) и один максимум (весенний). При небольших же глубинах залегания грунтовых вод осенние осадки вызывают существенный ежегодный подъем уровней. В этих случаях помимо предвесеннего минимума отмечается еще летне-осенний минимум (август — октябрь). Положение этого минимума (его глубина) во многом определяется положением предшествовавшего ему максимального весеннего уровня, а также весенне-летних осадков (рис. 7.5).

Третий тип режима (провинция III) — круглогодичного, преимущественно зимнего, питания грунтовых вод развит в южных и западных районах страны, где промерзание зоны аэрации не происходит. Наличие низких температур, резко снижающих испарение, а также приуроченность выпадения основной части атмосферных осадков к зимнему периоду приводят к интенсивному питанию подземных вод в это время. В итоге уровни грунтовых вод в провинции III начиная с осени неуклонно растут и достигают максимума в феврале — апреле, после чего происходит их спад до летне-осеннего минимума (рис. 7.6). Летние осадки расходуются на испарение и лишь в районах избыточного увлажнения участвуют в питании грунтовых вод. Тем не менее годовой минимум положения уровня грунтовых вод даже в этих районах, так же как и в других, относящихся к провинции III, наблюдается один раз в году — в конце лета,

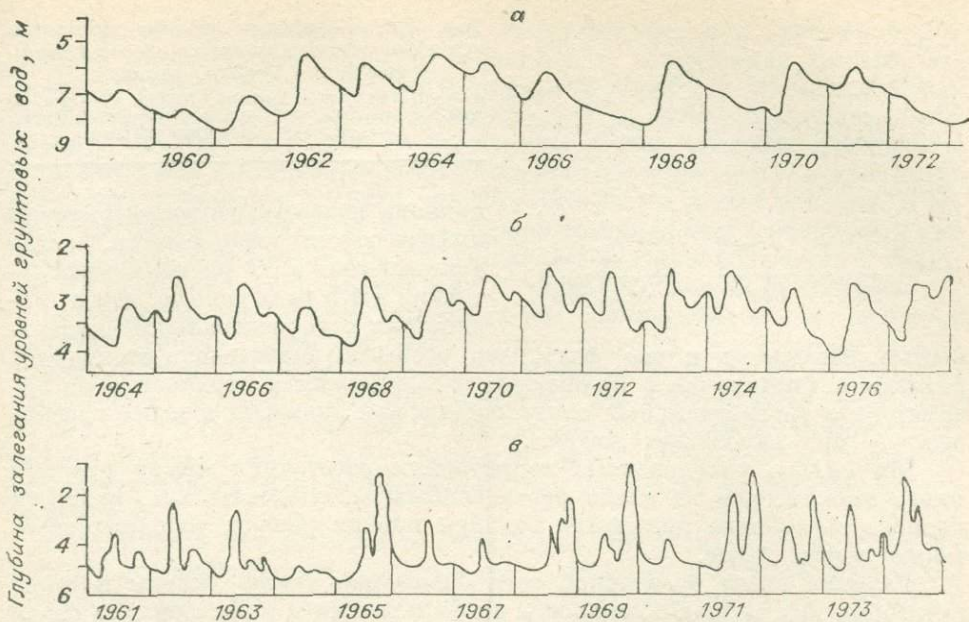


Рис. 7.5. Колебания уровня грунтовых вод в провинции сезонного весенне-осеннего питания.

В отдельные годы с суровыми зимами в данной провинции и особенно в переходной зоне между II и III провинцией также может наблюдаться кратковременное промерзание зоны аэрации, а следовательно, и небольшие кратковременные периоды спада уровней грунтовых вод зимой. В результате в такие годы могут наблюдаться два максимума: осенне-зимний (декабрь — январь) и весенний (февраль — апрель) (см. рис. 7.6). Основными факторами, формирующими положение уровней грунтовых вод в данной провинции, являются зимне-осенние осадки, определяющие высоту весеннего подъема уровней грунтовых вод, а также летние температуры воздуха и дефицит его влажности, определяющие характер и интенсивность спада уровней летом. Для бессточных и слабо дренированных территорий, характеризующихся главным образом вертикальным водообменом, режим грунтовых вод определяется особенностями их зимнего питания и летнего испарения.

В зависимости от характера увлажненности территории в пределах каждой из трех отмеченных выше провинций выделяются по три зоны, или подтипа режима [Коноплянцев, Ковалевский, 1960]: обильного, умеренного и скудного питания грунтовых вод. В качестве критерия выделения таких зон были приняты коэффициенты водного баланса, по А. Н. Костякову. При этом для зоны обильного питания приняты значения $\frac{\mu P}{E} > 1$, для зоны умеренного питания $\frac{\mu P}{E} = 0,5 - 1,3$ и для зоны скудного питания $\frac{\mu P}{E} = 1$, где P — среднее многолетнее количество осадков, $\mu = 1 - K$ (K — коэффициент поверхностного стока) и E — испарение. Соотношение осадков и испарения прямо определяет размеры амплитуд колебаний уровней грунтовых вод, что можно установить при сопоставлении графиков колебаний уровней при одинаковых глубинах до воды и в литологическом составе водовмещающих пород.

Степень дренированности территории определяется расчлененностью рельефа гидрографической сетью, глубинами вреза эрозионной сети, а также общей выровненностью или всхолмленностью территории.

Наблюдения за размерами инфильтрации атмосферных осадков в лизиметрах с наклонными поверхностями показали, что с увеличением угла

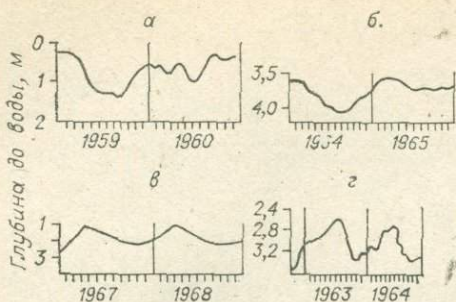


Рис. 7.6. Колебания уровня грунтовых вод в провинции круглогодичного, преимущественно зимнего питания.

а — скв. 84, устье Немана, Литва; б — скв. 4, Лиепая; в — скв. 35, дельта Днестра, Украина; г — скв. 416, Северный Кавказ.

наклона поверхности земли размеры инфильтрации уменьшаются, и при угле наклона в 30° размеры инфильтрации в 1,5 раза меньше, чем в лизиметрах с горизонтальной поверхностью. Интересен и тот факт, что особенно значительно отличались размеры инфильтрации в лизиметрах с наклонной поверхностью от лизиметров с горизонтальной поверхностью при ливневых и менее существенно — при морозящих дождях.

На сильно расчлененных территориях расстояния между дренами много меньше, чем на слабо расчлененных, и, следовательно, скорости полного водообмена подземных вод при прочих равных условиях здесь также много выше.

Глубина вреза эрозионной сети определяет также уклоны потоков грунтовых вод, а значит, скорости их фильтрации и интенсивность спада уровней подземных вод после их питания. Поэтому при районировании территории СССР по условиям формирования режима грунтовых вод в качестве критериев различной расчлененности рельефа нами были выбраны глубины эрозионного вреза. При этом к слабо дренированным областям отнесены области с глубинами эрозионных врез, не превышающими 50—60 м, к дренированным — до 150—200 м и к сильно дренированным — свыше 200 м. К первым областям относятся низменности и впадины с изрезанностью $>0,3$ км/км², ко вторым — возвышенности, плато и предгорья с изрезанностью 0,4—0,9 км/км², к третьим — горные районы с изрезанностью $<0,9$ —1,0 км/км². Подобное орографическое разделение территорий хорошо увязывается с геоструктурным, тектоническим и литологическим различием их строения.

Глубины залегания грунтовых вод на равнинах в силу слабой расчлененности рельефа небольшие, что определяет значительную роль испарения в расходной части баланса грунтовых вод и относительно повышенную минерализацию грунтовых вод по сравнению с соседними возвышенностями.

Скорости движения грунтовых вод в первых областях незначительные, несколько сантиметров в сутки, т. е. отток грунтовых вод в сторону дрен невелик. Слабая расчлененность определяет относительно малый поверхностный сток атмосферных осадков и, следовательно, повышенную их инфильтрацию.

Среди слабо дренированных областей встречаются такие территории, где вся влага, поступающая в водоносный горизонт в периоды его питания, расходуется на испарение. Результатом наличия только вертикального водообмена является засоление грунтовых вод.

В пределах возвышенностей расчлененность рельефа значительно больше, чем на низменностях, эрозионная сеть вреза наиболее глубока и более развита по площади. Дренированность подземных вод здесь значительно выше и скорости их фильтрации составляют уже около 1 м/сут и более. Поэтому в таких областях колебания уровня грунтовых вод, связанные с различными факторами (снеготаяние, дожди и т. п.), при прочих равных условиях по сравнению с низменностями более кратковременные и меньше по величине. Кроме того, вследствие большой расчлененности рельефа в пределах возвышенностей чаще наблюдается глубокое залегание грунтовых вод. Поэтому инфильтрация атмосферных осадков здесь оказывается значительно меньшей, чем в равнинных областях.

В горных районах, где с поверхности довольно широко распростра-

нены сильно трещиноватые породы и грубообломочные отложения, наряду с инфильтрацией можно наблюдать и инфильтрацию атмосферных осадков. Вместе с тем большая часть подземных вод в горных районах циркулирует лишь в приповерхностной зоне и быстро дренируется эрозийной сетью. Принимая во внимание высокие скорости фильтрации подземных вод и интенсивную дренированность территорий, можно легко объяснить и наиболее высокие скорости водообмена в этих районах. В результате режим грунтовых вод в горных районах характеризуется частыми и чаще всего очень кратковременными резкими подъемами и спадами их уровней, тесно связанными с метеорологическими факторами.

Формирование режима грунтовых вод горных областей осложняется наличием вертикальной зональности, отражающейся в изменении по вертикали режима температур воздуха, а также количества выпадающих атмосферных осадков. Роль «гипсометрических» осадков может проявиться не только в горных районах. В Прибалтике с увеличением отметок рельефа местности со 100 до 200 м запасы воды в снеге возрастают примерно вдвое. Модули подземного стока на возвышенностях также значительно возрастают.

В пределах почти каждой области можно выделить гидрогеологические районы по особенностям геологического строения и гидрогеологических условий территории, а, следовательно, по особенностям условий питания, разгрузки, динамики и химического состава грунтовых вод. Основным критерием для выделения таких районов в пределах территорий с одинаково расчлененным рельефом является литологический состав водовмещающих пород и пород зоны аэрации. Именно состав пород определяет скорости фильтрации грунтовых вод (условия их разгрузки) и размеры возможной инфильтрации атмосферных осадков (условия питания грунтовых вод). Так, в пределах одной климатической зоны в одинаковых геоморфологических условиях и даже при одинаковых глубинах залегания грунтовых вод, но при различном литологическом составе пород режим грунтовых вод оказывается различным (рис. 7.7).

В трещиноватых и закарстованных породах колебания уровней грунтовых вод характеризуются большими амплитудами, резкими и быстрыми подъемами и спадами уровней. Размеры амплитуд обратно пропорциональны степени трещиноватости пород. Так, в центральной части Ордовикского плато при скважности известняков 4—5% амплитуды составляют 2—4 м, а при скважности 1—2% — 4—11 м. В песках и гравийно-галечных отложениях также наблюдаются довольно четкие, но более сглаженные колебания уровней с амплитудами до 2—3 м, в суглинках — зарегулированные, но с большими (до 4—5 м) амплитудами колебаний уровней.

В пределах гидрогеологических районов выделяются междуречный, террасовый и склоновый виды режима прежде всего на основе различий граничных условий водоносных горизонтов.

Для участков с междуречным видом режима грунтовых вод характерны несущественные изменения по времени уклона потока грунтовых вод. Перемещение поверхности грунтовых вод в периоды их питания и разгрузки может рассматриваться здесь как параллельное. Поэтому изменения во времени размеров подземного стока с междуречий пропорциональны главным образом изменениям мощности водоносного горизонта.

Приходные статьи баланса грунтовых вод междуречий определяются только атмосферными осадками, расходные — испарением, разгрузкой в дрены и перетеканием в нижележащие водоносные горизонты. При этом при малых глубинах залегания грунтовых вод испарение преобладает над подземным стоком, т. е. здесь развит преимущественно вертикальный водообмен. Поэтому при прочих равных условиях (литологический состав водовмещающих пород, глубины до воды и т. п.) режим грунтовых вод междуречных пространств характеризуется более четкой связью с метеорологическими факторами и многолетними изменениями климата. В связи с этим сезонные и многолетние колебания уровней грунтовых вод для

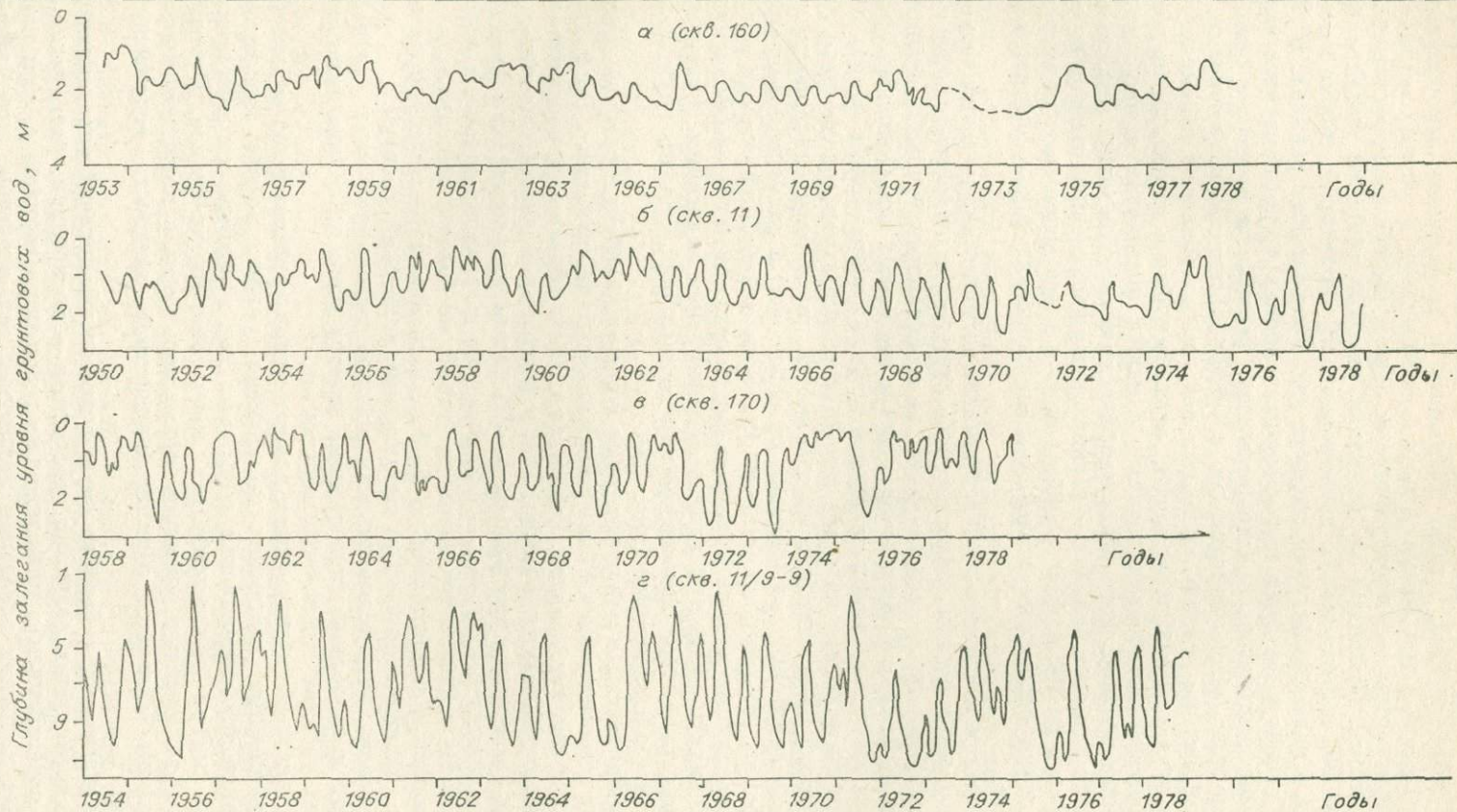


Рис. 7.7. Колебания уровня грунтовых вод в различных породах Северо-Запада СССР.
 а — в песках; б — в сунесях; в — в суглинках; г — в известняках.

междуречного вида режима более интенсивны, чем для склонового и террасового.

Террасовый вид режима грунтовых вод характерен для водоносных горизонтов, которые могут быть схематизированы в виде пласта-полосы с контурами постоянного напора на верхней и нижней границах. Наличие в тыловых швах террас и пойм заболоченностей, старичных озер, мочажин или просто участков с близким к поверхности залеганием уровней грунтовых вод ограничивает возможные колебания их уровней и регулирует приток к террасам и отток из них подземных вод. Указанные границы как бы стабилизируют колебания уровней грунтовых вод за счет повышенного в этих частях испарения и наличия поверхностного сброса излишков воды. Кроме того, приходная часть баланса грунтовых вод террас складывается не только из инфильтрационных атмосферных осадков, но и за счет подтока грунтовых вод со склонов, а также часто за счет разгрузки напорных вод (особенно в пределах низких террас). Поэтому в пределах террас, имеющих почти круглый год обеспеченный приток подземных вод, колебания, связанные с осадками, более сглаженные и спад уровней в периоды отсутствия питания грунтовых вод более плавный, чем на междуречьях. Этому способствуют также обычно довольно высокие коллекторские свойства водовмещающих пород и близость базиса дренирования грунтовых вод (рек, озер, морей).

Склоновый вид режима грунтовых вод характерен для водоносных горизонтов, которые можно схематизировать в виде полуограниченного пласта с контуром постоянного напора на нижней границе, что определяется наличием области разгрузки грунтовых вод в нижней части склона в виде источников, пластовых выходов подземных вод или заболоченностей. Склоновый вид режима характеризуется зарегулированной связью колебаний уровней грунтовых вод с атмосферными осадками. Подъем уровней грунтовых вод на склоновых и присклоновых участках осуществляется за счет увеличения транзитных подземных вод, поступающих с водораздельных пространств, и, в меньшей степени, за счет инфильтрации атмосферных осадков, которые вследствие сильно расчлененного рельефа расходуются на поверхностный сток. Колебания уровней грунтовых вод на склонах хорошо коррелируются с таковыми на междуречных пространствах и следуют за ними с определенным отставанием. Наличие контура разгрузки грунтовых вод на нижней границе приводит к тому, что амплитуды колебаний уровней грунтовых вод по мере приближения к этой границе уменьшаются.

Помимо перечисленных выше трех видов режима в пределах гидрогеологических районов могут быть выделены приречный, приозерный, или приморский гидрогеологические режимы, особенности которых рассмотрены в гл. 6.

В пределах каждого участка, характеризующегося определенным видом режима, могут быть выделены подучастки с различными разновидностями режима. Так, учитывая значительную роль глубины залегания вод в формировании их режима и баланса, в пределах участков с междуречным и террасовым видами могут быть выделены подучастки с тремя разновидностями режима.

Первая разновидность с мощностью зоны аэрации менее 0,5—1,0 м характеризуется активной связью с дневной поверхностью. В расходной части баланса испарение преобладает над оттоком.

На участках с данной разновидностью режима в зонах обильного и умеренного увлажнения встречаются верховые болота, а в зонах недостаточного увлажнения — солончаки. Колебания уровня грунтовых вод на этих участках определяются даже небольшим выпадением атмосферных осадков и оттепелями (рис. 7.8, а, б). Годовые амплитуды достигают 30—50 см, а в засушливые годы 80 см. В периоды весеннего и осеннего питания грунтовых вод уровни могут достигать поверхности земли или превышать ее, одновременно здесь отмечаются наиболее резкие изменения температуры грунтовых вод и их химического состава.

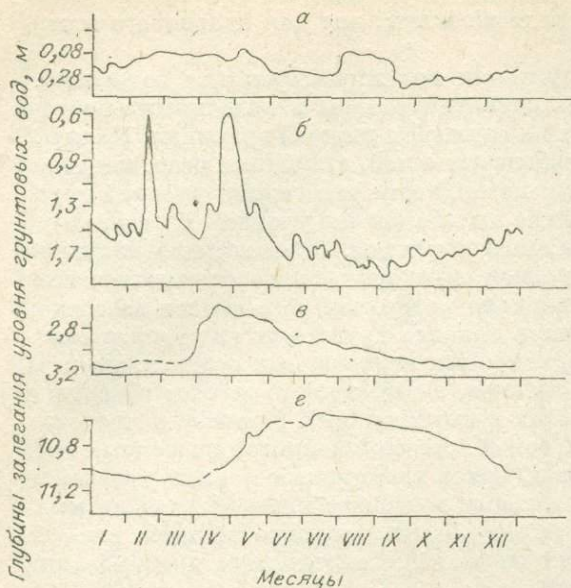


Рис. 7.8. Колебания уровня грунтовых вод Литвы с различными разновидностями режима.

а — с мощностью зоны аэрации < 0,5 м; б, в — 0,5—4 м; г > 4 м.

Вторая разновидность с мощностью зоны аэрации от 1,0 до 4 м характеризуется хотя и четкой, но ослабленной связью с дневной поверхностью. В расходной части баланса отток преобладает над испарением.

Участки с этой разновидностью режима характеризуются, как правило, максимальной амплитудой колебаний уровней грунтовых вод (за исключением колебаний грунтовых вод в приречной полосе). Здесь четко отмеча-

ются подъемы уровней после снеготаяния, осенних или зимних (для южных территорий СССР) дождей, а также после каждого сравнительно интенсивного или продолжительного выпадения атмосферных осадков летом. Для периодов отсутствия питания характерны значительные спады уровней грунтовых вод (см. рис. 7.8, в).

Третья разновидность с мощностью зоны аэрации выше 4 м характеризуется слабой или отсутствием непосредственной связи грунтовых вод с дневной поверхностью. Испарение в расходной части баланса имеет подчиненное значение.

Глубины залегания грунтовых вод, служившие критерием выделения разновидностей режима, определяют условия и величины возможного питания грунтовых вод и их расходования на испарение. Участки с описываемой разновидностью режима имеют слабую связь с дневной поверхностью. Даже снеготаяние и обильные дожди осенью или зимой сказываются не очень четко на режиме грунтовых вод. Амплитуды колебания уровней здесь небольшие, сглаженные, зарегулированные постепенной инфильтрацией атмосферных осадков через зону аэрации значительной мощности или в результате перераспределения давлений со стороны участков с меньшими глубинами залегания грунтовых вод, являющихся очагами их питания (см. рис. 7.8, г). Липь в известняках с сильно трещиноватой зоной аэрации амплитуды колебаний уровней грунтовых вод мало зависят от глубины залегания грунтовых вод.

В пределах склонового вида режима грунтовых вод может быть выделено несколько разновидностей. В равнинных районах выделяются две разновидности. Первая развита на открытых склонах, в пределах которых происходит питание грунтовых вод. Это, как правило, низкие склоны, дренирующие один водоносный горизонт, или высокие склоны, глубокооврезанных долин, дренирующие первый или поверхности водоносный горизонт. Вследствие того, что на таких склонах осуществляется питание грунтовых вод, хоть и в значительно меньших размерах, чем на водоразделах, колебания уровней грунтовых вод и дебитов источников довольно значительны и растянуты во времени, так как подъемы уровней здесь сначала начинаются за счет инфильтрации осадков непосредственно в присклоновых участках, а затем — за счет поступления воды со стороны водораздела.

Вторая разновидность режима выделена для склонов, в пределах которых питание подземных вод не происходит. Это чаще всего высокие и круглые склоны, где водоносные горизонты перекрыты с поверхности сла-

бопроницаемыми отложениями и получают питание на водоразделах через окна или за счет перетекания вод из вышележащих горизонтов. Колебания уровней подземных вод в пределах таких склонов сильно зарегулированы, небольшие и следуют с четко выраженным отставанием от аналогичных колебаний, наблюдаемых на водоразделах или высоких террасах.

В горных районах выделяются три разновидности склонового вида режима. К первой относится режим грунтовых вод на открытых склонах с водами в коре выветривания. Уровни в пределах таких склонов чаще всего залегают неглубоко. Водообильность коры выветривания, представленной здесь либо рыхлыми образованиями, либо сильно трещиноватыми отложениями, с глубиной постепенно затухает, поэтому основная фильтрация грунтовых вод осуществляется лишь в верхней части выветрелой зоны. В зависимости от фильтрационных свойств пород коры выветривания амплитуды уровней грунтовых вод могут достигать от десятков сантиметров до десятков метров. В периоды отсутствия питания грунтовых вод может наблюдаться полное их истощение.

Вторая разновидность режима в горных районах развита на открытых склонах в выдержанных по площади водоносных горизонтах, приуроченных к лавовым покровам, карбонатным и песчаным отложениям, а также к трещиноватым изверженным образованиям. Обильное питание грунтовых вод и значительные площади распространения водоносных горизонтов обуславливают наиболее мощные дебиты источников, достигающие иногда 10—30 м³/с и более. Режим подземных вод данной разновидности менее динамичен во времени.

Третья разновидность характерна для закрытых и полузакрытых склонов с водами, приуроченными к локально-вытянутым трещиноватым или карстовым зонам, разломам или жилам. Фильтрация подземных вод в таких условиях происходит в виде практически изолированных потоков, имеющих ограниченные области питания, часто весьма удаленные от областей разгрузки, и обладающих значительной динамичностью режима во времени. Колебания уровней грунтовых вод и дебитов источников характеризуются резкими «всплесками» и такими же быстрыми спадами, следующими с некоторым отставанием после соответствующих периодов восполнения запасов подземных вод в областях их питания.

Границы участков с различными видами и разновидностями режима грунтовых вод подвижны в пространстве и во времени. Так, в течение ряда засушливых лет может резко снизиться уровень грунтовых вод как на водоразделах, так и на террасах. В результате размеры участков с мощностью зоны аэрации менее 4 м и тем более менее 0,5 м могут резко сократиться вплоть до полного их исчезновения. В соответствии с этим размеры площадей, характеризующихся определенным видом или разновидностью режима грунтовых вод, могут то расширяться, то сокращаться. Но тем не менее общая приуроченность их к определенным элементам рельефа сохраняется.

Выделение перечисленных провинций, зон, областей, районов, участков и подучастков позволяет проработать любую территорию по условиям формирования режима подземных вод с необходимой детальностью. Подобное районирование может служить основой для размещения опорной наблюдательной сети для стационарного изучения режима подземных вод, а также для региональных оценок ресурсов подземных вод.

7.2. МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РЕЖИМА УРОВНЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Особый теоретический и практический интерес имеют многолетние колебания уровней и расходов подземных вод. Закономерности их многолетней изменчивости изучены еще недостаточно, и поэтому прогнозирование этих изменений представляет значительные трудности.

Размеры многолетних колебаний уровней и расходов подземных вод зависят от литологического состава водовмещающих пород, граничных условий пласта, глубин залегания водоносного горизонта, климатических условий и хозяйственной деятельности человека. Наименьшие многолетние колебания уровней грунтовых вод отмечаются в песчано-суглинистых отложениях террас и склоновых участков. Многолетние амплитуды (от минимального суточного за многолетие до максимального) составляют здесь всего 2—5 м. Наибольшие колебания отмечаются на водоразделах (и особенно в трещиноватых и карстовых породах), где многолетние амплитуды уровней грунтовых вод могут достигать 10—30 м, а в отдельных случаях 80 м. Соответствующим образом коэффициенты изменчивости дебитов источников (т. е. отношение их максимального за многолетие дебита к минимальному) могут достигать 10—30, а в отдельных случаях 600.

Вклад сезонных колебаний в указанные многолетние амплитуды зависит от глубин залегания подземных вод и степени их связи с гидрометеорологическими факторами. При небольших глубинах и хорошей связи этот вклад может достигать 50—80%, а при плохой связи и больших глубинах (например, в напорных водах) всего 10—20%.

Наиболее общие тенденции многолетней изменчивости режима уровней и расходов подземных вод оцениваются выделением в их колебаниях линейных или нелинейных трендов. В большинстве наиболее длинных рядов наблюдений с естественным и слабо нарушенным режимом как уровней подземных вод, так и подземного стока такие тренды прослеживаются. Однако их выраженность или темпы изменчивости различны. Так, в подземном стоке линейные тренды характеризуются величинами направленной многолетней изменчивости модулей подземного стока от $\pm 0,0001$ до $\pm 0,7$ л/с·км² ежегодно, при средних значениях $\pm 0,5$ л/с·км², т. е. от практически незначимых до весьма существенных. И в уровнях, и в подземном стоке выявляются как положительные, так и отрицательные тренды при преобладании (средневзвешенном по площади) отрицательных. Это свидетельствует о наметившейся общей за последние годы тенденции к истощению запасов подземных вод.

Среди причин, обуславливающих появление таких и прежде всего интенсивных трендов, можно назвать хозяйственную деятельность людей, которая помимо явных воздействий (например, водоотбор, орошение, осушение и т. п.) имеет иногда и трудно оцениваемые детерминированным путем последствия. К таковым относятся вырубка лесов и распашка земель, планировка и застройка территорий, проведение дорог, создание прудов и т. п. Наличие трендов в уровнях и расходах подземных вод как в обжитых, так и слабо обжитых районах свидетельствует о том, что причины появления трендов имеют место и в естественных природных процессах. Это вековые и сверхвековые изменения климата Земли, а также неотектонические колебания земной коры. Отмеченное климатологами повышение температур воздуха в Северном полушарии в текущем столетии, уменьшение ледовитости северных морей, отступление горных ледников, обмеление бессточных озер, а также повышение уровня Мирового океана свидетельствуют о крупномасштабном постепенном изменении климатических условий, приводящих к истощению запасов вод суши. С этими фактами согласуется и составленная нами обобщенная (в % обеспеченности) характеристика изменений уровней подземных вод для территорий СССР в текущем столетии. Как видно из рис. 7.9, в колебаниях уровней имеет место отрицательный (нисходящий) линейный тренд, являющийся, по-видимому, отрезком какого-то сверхвекового климатического цикла, с периодом, намного превышающим период существующих наблюдений. На фоне же общего спада уровней имеется еще нелинейный тренд, вызванный, по-видимому, вековым климатическим циклом, отмечающимся во многих природных процессах на земле и в солнечной активности. Если это предположение верно, то после некоторого наметившегося за последние годы подъема уровней должен последовать их спад до

положений, значительно ниже отмеченных в 20—30-е «кризисные» по водным ресурсам годы.

В режиме уровней подземных вод и подземном стоке, как уже отмечалось выше, фиксируются и более короткопериодные циклические колебания. Под циклическостью в данном случае понимаются не строго периодические колебания, характеризующиеся обычно переменными во времени длиной циклов и их амплитуд.

Массовый анализ большинства (около 800) существующих рядов по уровням подземных вод и подземному стоку показал, что в режиме подземных вод встречаются различные по продолжительности циклы — от 2- до 34-летних.

Наличие такого разнообразия циклов свидетельствует о значительной доле случайности в их формировании. Подобные факты отмечались и в смежных областях знаний, что позволило некоторым авторам сделать вывод об отсутствии закономерной циклическости в природных процессах и отнести данное явление к категории случайных.

Однако, как видно из гистограмм, вероятность появления различных по продолжительности циклов далеко не одинакова. Чаще всего встречаются в режиме уровней подземных вод циклы с длиной периода в 2,5—6, 11—12, 19 и 30—35 лет. При этом уменьшение числа случаев в скрываемых циклами продолжительностью свыше 10 лет объясняется не уменьшением вероятности появления такой циклическости в режиме подземных вод, а резким сокращением числа имеющихся скважин с длинными периодами наблюдений, позволяющими вскрыть подобную циклическость с необходимой достоверностью.

Автокорреляция значений среднегодовых, минимальных предвесенних и максимальных весенних уровней подземных вод показала несколько отличающиеся характеристики их циклическости. Так, по среднегодовым уровням чаще встречаются циклы с длиной периодов 2, 4—6, 15 и 18 лет. В минимальных предвесенних уровнях чаще встречаются 2-, 4—5-, 7-, 9-, 13- и 15-летние циклы, а в максимальных — 2-, 5-, 8-, 12—13- и 15-летние. Проанализировав все гистограммы, можно заключить, что в режиме подземных вод преобладают 2-, 4-, 5—6-, 8—9-, 10—13-, 15—16-, 18—19- и 21—22-летние циклы.

Анализ циклическости уровней подземных вод, проводимый по одному и тому же ряду наблюдений, но различными методами (автокорреляции, спектральным и периодограммным), дает нередко различные результаты. Это свидетельствует о случайности отдельных циклов и поэтому обязывает в каждом конкретном случае оценивать достоверность вскрытой циклическости. Реальными могут быть признаны, видимо, только те циклы, которые обнаруживаются сразу несколькими методами, и их статистическая вероятность появления достаточно высока. Наиболее достоверными, учитывая сравнительно короткие ряды наблюдений за режимом подземных вод, могут считаться лишь короткопериодные циклы, встречающиеся в наблюдаемом ряду несколько раз.

К сожалению, до настоящего времени нет установившихся критериев оценки достоверности циклическости, выделенной любым из использованных нами методов анализа скрытых периодичностей. Одни авторы считают возможным оценивать достоверность лишь тех периодов, длина которых не превышает трети длины наблюдаемого ряда, другие — половины ряда, третьи — до одной десятой длины ряда наблюдений. Условны и принимаемые для оценок достоверности циклическости доверительные интер-



Рис. 7.9. Обобщенный региональный график режима грунтовых вод по всей территории СССР.

1 — линейный; 2 — нелинейный тренды

валы 90%- или 95%-ного уровня значимости. Однако четкие и периодически повторяющиеся всплески на коррелограммах, при R_t не превышающих эти пределы, по нашему мнению, также можно рассматривать как тенденцию к соответствующей цикличности.

Тенденцией к цикличности, видимо, следует считать и наличие резких всплесков на коррелограммах, превышающих доверительные интервалы, но при сдвигах выше половины длины ряда наблюдений.

Коэффициенты автокорреляции на участках положительных всплесков коррелограмм данных режима подземных вод иногда достигают довольно высоких значений, как правило, превышающих аналогичные характеристики, наблюдаемые при анализе цикличности речного стока и различных метеорологических факторов. Это свидетельствует о более четком проявлении природной цикличности в подземных водах по сравнению с гидрометеорологическими процессами, что связано с более высокой инерционностью подземных вод.

Ограниченность случаев вскрываемой достоверной цикличности определена значительной долей случайных составляющих в наблюдаемых многолетних колебаниях уровней и расходов подземных вод. Это подтверждается небольшим весом вкладом амплитуд вскрываемых циклических составляющих в общий размах фиксируемых многолетних колебаний уровней подземных вод. В большинстве проанализированных рядов случайная составляющая преобладает над циклической.

Вместе с тем различные формы оценок цикличности в многолетних колебаниях уровней и расходов подземных вод позволяют все-таки сделать вывод о том, что цикличность в подземных водах может существовать, хотя и выражена она чаще всего лишь в виде тенденций к цикличности, характеризуемой невыдержанной во времени продолжительностью циклов и их амплитуд. Такая цикличность проявляется чаще всего в закономерной периодической смене лет с повышенными относительно многолетней нормы уровнями или расходами подземных вод низкими. Существование такой последовательной смены лет с повышенной и пониженной водностью обязывает вскрывать закономерности этих смен, выявлять причины их появления или оценивать какие-то средние характеристики таких периодов. Это может позволить, например, обосновать оптимальные сроки сработки запасов подземных вод в периоды с пониженным относительно нормы их восполнением с перспективой возобновления сработанных запасов в годы высокой водности и т. д.

Закономерности формирования режима подземных вод и подземного стока, рассмотренные в главе 6, показывают, что цикличность в подземных водах может быть определена различными гелиогеофизическими процессами.

Так, двух-трехлетняя цикличность уровней грунтовых вод может быть увязана с квазидвухлетней цикличностью зональных ветров в стратосфере, а также с двух- и трехлетними циклами, вскрываемыми в структуре ряда индексов солнечной активности. Двух-трехлетние циклы открыты и в различных типах атмосферной циркуляции, а также в связанных с ней различных климатических характеристиках.

Пяти-шестилетние циклы отмечались, как уже указывалось, в солнечной активности, в нутационных колебаниях полюса вращения Земли, а также в виде тенденций в атмосферной циркуляции ветров. Таким же образом находятся аналоги в гелиогеофизических процессах и некоторым другим циклам, открытым в подземных водах: 10-, 22-, 33-летним, о чем уже говорилось выше.

Ряд циклов, обнаруженных в подземных водах, не имеет аналогов в изученных на сегодня гелиогеофизических процессах. Так, не ясна причина появления четырехлетних циклов. Возможно, они появились как следствие удвоенных двухлетних циклов, а может быть связаны с ритмичностью, отмечаемой в скоростях вращения Земли, равной 4,1 года. Не ясна природа довольно часто встречаемых в подземных водах 7-, 8- и 9-летних циклов.

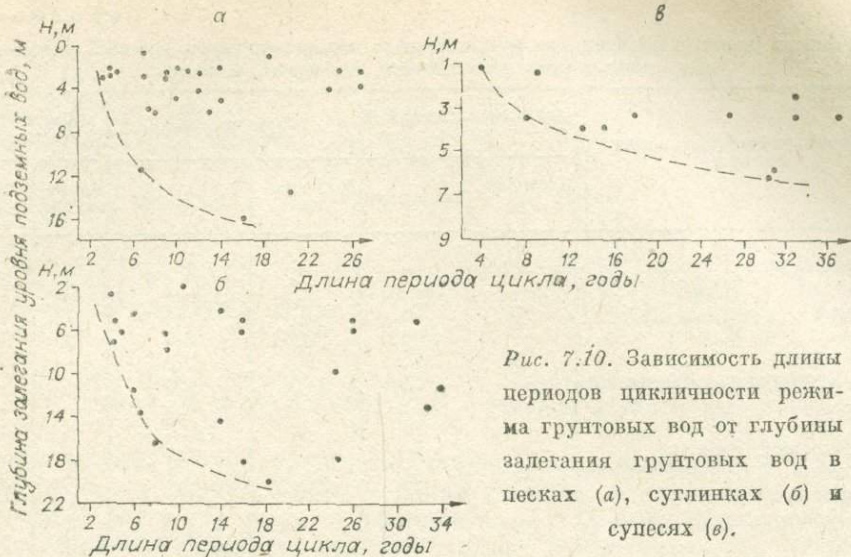


Рис. 7.10. Зависимость длины периодов цикличности режима грунтовых вод от глубины залегания грунтовых вод в песках (а), суглинках (б) и супесях (в).

Многолетние циклические колебания уровней подземных вод практически во всех случаях, где они отмечаются даже наиболее четко, не имеют строгой периодичности во времени, и названия циклов («6-летние», «11-летние» и др.) лишь условные, так как в каждом конкретном случае подразумевается их средняя за многолетие продолжительность. Правильнее называть данное явление квазипериодичностью.

Малые (2-, 3-летние и даже 5—6-летние) циклы прослеживаются в рыхлых осадках чаще всего при небольших глубинах залегания подземных вод или независимо от глубины при хороших условиях инфильтрации атмосферных осадков через зону аэрации, как, например, в сильно трещиноватых или закарстованных породах. С увеличением глубины залегания грунтовых вод, а также с ухудшением условий инфильтрации атмосферных осадков малые циклы в режиме подземных вод уже прослеживаются хуже. В этих условиях отмечены главным образом циклы с большими периодами (11-летними и более продолжительными) (рис. 7.10).

Региональных закономерностей в направлении цикличности режима подземных вод на территории СССР не прослеживается.

Практически в любом районе могут быть найдены различные по длине циклы. Вызвано это, как уже отмечалось, различной инерционностью водоносных горизонтов и случайными причинами. Можно лишь отметить некоторые тенденции к 5- и 9-летней цикличности на западе ЕТС, 10—13-летней в центральных и южных районах европейской части СССР, 4-, 5-, 6- и 8-летней в Прикаспии и на Украине, 3- и 6—7-летней цикличности в Сибири и на Дальнем Востоке, 4-, 5—7- и 11-летние циклы на Кавказе. Единичные значения 15-, 16- и 17-летней цикличности отмечены в Каменной степи, Волго-Уральской области и Средней Азии.

Автокорреляция обобщенных региональных характеристик режима показывает в большинстве случаев лишь тенденции к цикличности (табл. 7.1).

Чаще всего встречаются типичные для крупных территорий 5- и 12-летние циклы, реже 4- и 7-летние. В единичных случаях и как тенденции отмечены циклы 2—3-, 9—10-, 16-летние и др.

Величины амплитуд разных циклов, выраженные в процентах от величины общего размаха колебаний за многолетие, далеко не одинаковы в различных районах даже для идентичной цикличности. Особенно четко это проявляется в подземном стоке. Так, наиболее высокие амплитуды двух-трехлетних циклов отмечаются на северо-западе европейской части СССР, а также в некоторых южных районах Средней Азии и Дальнего Востока. Амплитуды пяти-шестилетних циклов наиболее существенны

Цикличность (годы) в обобщенных региональных характеристиках уровней подземных вод, выявленная различными методами анализа

Гидрогеологическая станция (партия)	Автокорреляционный метод		Спектральный		Периодограммный	
	Достоверная	Тенденция	Достоверная	Тенденция	Достоверная	Тенденция
Северо-Западная	4—5*; 9	—	—	7,5; 3,7	5	—
Московская	—	25; 10	5,6	—	10	—
Эстонская	5	10	5,3	—	5	—
Литовская	—	5; 17	5,5	2,4	5	—
Латвийская	6	12	5,3	3,3	—	—
Северо-Украинская, Львовская	—	12	14,3	4,0	—	—
Белорусская	—	12	—	4,2	—	—
ЦЧП	—	16	—	7,4; 5,3	—	17
Новосибирская, Омская	—	11	—	5,0	—	—
Горьковская	25	12	12,5	3,8	—	—
Башкирская	—	16	—	5,7	—	—
Северо-Кавказская	—	7	7,4	3,8	6	—
Грузинская	—	4	—	4,4; 6,6	4	—
Армянская	—	—	12,5	3,8	—	—
КМА	—	—	—	10,3; 3;	—	—
				2,2		
Нижне-Волжская	—	—	—	6,2	—	6
Дагестанская	—	—	—	—	—	7
Приморская	—	9; 3	—	—	—	3
Амуно-Уссурийская	—	—	5,0	2,3	—	8
Саратовская	—	—	—	6,7	—	7
Узбекская	—	—	—	—	16	—
Алма-Атинская	9	20	3; 10	—	9—11	—
Актюбинская	—	—	—	3; 6	—	6
Кустанайская	6	—	3; 6	—	—	7
Муюнкумская	—	—	3; 6	—	—	5
Северо-Казахстанская	6	28	4	2; 8	8	—
Западно-Казахстанская	11	—	—	6	—	—
Азербайджанская	13	—	2	5	11	—

* Цикличность записана в порядке ее статистической значимости.

в Прибалтике, Среднем Поволжье — Южном Предуралье, в Средней Азии, а также в верховьях бассейнов рек Оби и Енисея.

Десяти-двенадцатилетние циклы имеют наибольшие амплитуды на севере Украины — юге Белоруссии, а также полосой вдоль 50—60° с. ш. в пределах Волго-Уральской области, Сибири и Дальнего Востока. Значительны амплитуды этих циклов и в Средней Азии — в горной и предгорных ее районах.

Таким образом, анализируя данные цикличности подземных вод для решения какой-либо конкретной практической задачи, необходимо принимать во внимание не только статистическую значимость этой цикличности, но и размеры ее вклада в общие многолетние колебания уровней или расходов подземных вод.

Следует отметить, что цикличность в подземном стоке проявляется значительно хуже, чем в режиме уровней подземных вод. Всплески автокорреляционных и спектральных функций крайне редко выходят за доверительные интервалы 95%-ного уровня значимости. Кроме того, вид автокорреляционной функции редко бывает закономерным — циклическим.

Чаще всего в подземном стоке встречаются 2-, 4-, 8- и 10—11-летние циклы (рис. 7.11), реже — 7-, 15- и 20—24-летние. Эти циклы неплохо подтверждаются одновременно в той или иной мере различными методами.

Сопоставление гистограмм цикличности подземного стока и режима уровней подземных вод, как правило, показывает в целом идентичность

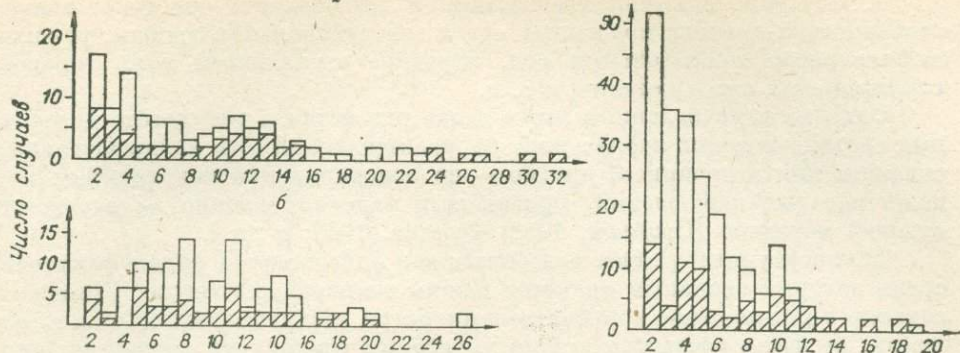


Рис. 7.11. Гистограмма цикличности подземного стока, вскрытой методами автокорреляции (а), периодограммным (б) и спектрального анализа (в).

преобладающих в этих процессах циклов, что свидетельствует о единых источниках их формирования, с одной стороны, и наличии взаимосвязи подземных вод и меженного речного стока — с другой. Кроме того, такое сопоставление позволяет отметить явное преобладание в подземном стоке короткопериодных циклов (2—3- и 4—5-летних), что свидетельствует о значительно меньшей инерционной способности подземного стока, фиксируемого в реках, по сравнению с подземными водами в водоносных горизонтах.

Длиннопериодные циклы чаще всего проявляются лишь в виде слабо выраженных тенденций (статистически незначимых или чаще всего интуитивно улавливаемых при визуальном анализе хронологических графиков длинных рядов наблюдений за подземным стоком).

Таким образом, основная роль в проявлении той или иной цикличности принадлежит геологическим условиям, определяющим инерционную способность водоносных горизонтов.

7.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЖИМА ТЕМПЕРАТУР ГРУНТОВЫХ ВОД

Изучение режима температур подземных вод проводится для решения различных теоретических и практических задач, среди которых выделим следующие.

1. Определение условий формирования подземных вод. При этом по данным наблюдений за режимом температур могут быть оценены условия питания и разгрузки подземных вод, скорости их движения, условия взаимосвязи поверхностных и подземных вод, взаимосвязь водоносных горизонтов, а также установлены закономерности изменений режима температур подземных вод под воздействием основных режимобразующих факторов, которые можно использовать для прогнозов режима температур или качества подземных вод в целом.

2. Исследование региональных закономерностей режима температур подземных вод для возможных проектных и прогнозных оценок, используемых для кондиционирования, водоснабжения, при определении глубин заложения трубопроводов, фундаментов, разного рода хранилищ, а также для построения карт температуры подземных вод на разных глубинах, включая карты термальных вод.

3. Решение различных локальных специализированных гидрогеологических задач: расчленение разреза по условиям его фильтрационной неоднородности, выявление скрытых или локализованных очагов разгрузки подземных вод, поиски скоплений подземных вод, изучение направлений и скоростей фильтрации подземных вод, определение величин перетекания, оценка гидрогеологических параметров в условиях насыщенной и ненасыщенной сред, а также и водоупорных слоев.

4. Изучение влияния хозяйственной деятельности человека: оценка особенностей притока подземных вод к водозаборам или дренам, условия инфильтрации оросительных вод, изучение утепляющей роли городов, строительства водохранилищ и т. п.

Одни из перечисленных выше задач решаются в результате длительных систематических наблюдений по разветвленной сети наблюдательных скважин или источников, другие — на основании кратковременных или даже разовых наблюдений, проводимых целенаправленно по соответствующей методике [Огильви, 1932; Фролов, 1968; и др.].

Температурный режим подземных вод определяется рядом факторов, среди которых основным является режим температур воздуха. Суточные, годовые и многолетние колебания температур воздуха передаются в глубь Земли, вызывая соответствующие колебания температур подземных вод. Эти колебания накладываются на практически постоянный тепловой поток, направленный из недр Земли. Изменяющиеся во времени эндогенные источники тепла отмечаются лишь в районах современного вулканизма и, как отмечалось выше, фиксируются фактическими наблюдениями за режимом температур только в периоды активизации вулканической деятельности.

К искусственным факторам, которые влияют на режим температуры подземных вод, относятся: создание крупных водохранилищ, являющихся регуляторами тепла, строительство городов и крупных промышленных комплексов с теплоцентралями и разветвленной сетью линий теплопередачи, подземная газификация углей, откачки подземных вод и др.

Мощным фактором формирования режима температур подземных вод является экзогенный — тепло Солнца, сравнительно постоянный поток которого, преобразуясь в земной атмосфере в результате вращения Земли и изменения наклона ее оси к этому потоку, приводит к образованию суточных, годовых (или сезонных) и многолетних циклов в режиме температур воздуха.

Количество солнечного тепла, достигающего поверхности земли и участвующего в теплообмене двух сред (земная кора — атмосфера), зависит не только от космических факторов (высоты стояния и удаленности Солнца, его активности, сезонных соотношений продолжительности дня и ночи), но и от облачности и состояния загрязненности атмосферы, циркуляционных процессов в атмосфере, определяющих температуру воздуха, от характера поверхности земли (ее способности поглощать и отражать тепло) и др. Поэтому характер указанных циклических колебаний температур часто сильно нарушается. Передача этих колебаний температур в глубь Земли осуществляется двумя путями: а) в виде кондуктивной, или молекулярно-диффузионной, передачи тепла и б) в виде конвективного переноса тепла с движущимся потоком подземных вод.

Кондуктивная передача тепла довольно широко развита в режиме температур грунтовых вод и чаще всего в условиях, когда водоносный горизонт и зона аэрации сложены породами, обладающими невысокими фильтрационными свойствами, которые затрудняют конвективный обмен тепла внутри горизонта, а также при сравнительно большой мощности зоны аэрации, рассредоточивающей инфильтрацию атмосферных осадков во времени. В данном случае мы не рассматриваем кондуктивное перераспределение тепла, имеющее место в чистом виде лишь в водоупорных слоях [Фролов, 1968].

Затухание температурных колебаний, передаваемых кондуктивным путем, может быть выражено уравнением Н. А. Огильви

$$\Delta T_x = \Delta T_0 \cdot e^{-x \sqrt{\frac{\pi}{K_{\text{п}} \tau}}} = \Delta T_0 e^{-\alpha x}, \quad (7.1)$$

где ΔT_0 — амплитуда колебаний температур на поверхности земли (например, температур воздуха или почвы);

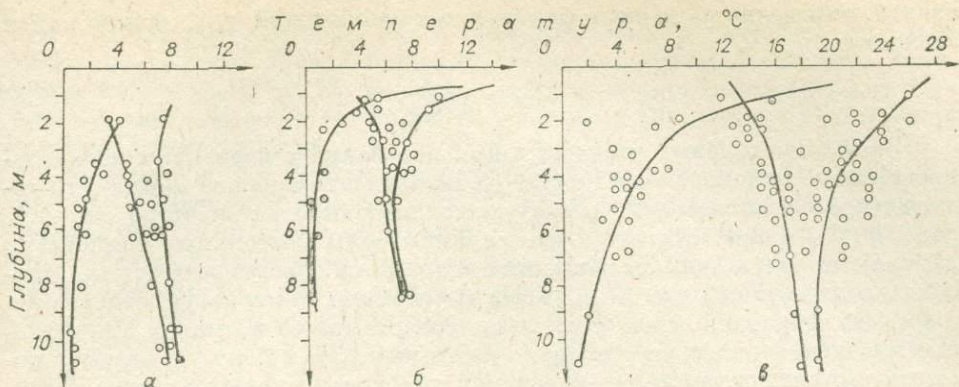


Рис. 7.12. Зависимость изменения температур грунтовых вод в песках от глубины их замера по Горьковской (а) и Московской (б) областям и Таджикистану (в).

ΔT_x — амплитуда колебаний температур на глубине x ;
 τ — длина периода колебаний температур;

K_{Π} — коэффициент температуропроводности пород, $K_{\Pi} = \frac{\lambda_{\Pi}}{C_{\Pi} \rho_{\Pi}}$;

здесь λ_{Π} — коэффициент теплопроводности пород;

C_{Π} — удельная теплоемкость породы;

ρ_{Π} — удельный вес породы;

α — обобщенный коэффициент затухания температур.

Этот закон хорошо подтверждается фактическими наблюдениями за режимом температур как в зоне аэрации, так и в пределах грунтовых вод. Послойные замеры температур на разных глубинах в пределах одной скважины, а также суммирование на одном графике замеров, произведенных в различных скважинах одного района на разных глубинах от поверхности земли, показывают, что максимальные годовые температуры с глубиной затухают, минимальные постепенно растут, а амплитуды с глубиной уменьшаются (рис. 7.12). Как видно из приведенных примеров, на определенных глубинах амплитуды колебаний температур становятся близкими к нулю. Зона, в которой годовые амплитуды температур равны или близки к нулю, получила название зоны постоянных температур, или нейтрального слоя.

Глубины залегания данной зоны, как видно из уравнения (7.1), зависят от исходной амплитуды температур воздуха на поверхности земли, коэффициента температуропроводности пород и точности возможных замеров колебаний температур. Н. М. Фролов (1968) произвел по указанному уравнению расчеты для различных коэффициентов температуропроводности (0,001—0,02) и разных исходных амплитуд колебаний температур на поверхности земли (10—30°), задавшись минимально улавливаемыми амплитудами колебаний температур в 0,1 и 0,01°С. Они показывают, что зона постоянных температур при кондуктивном переносе тепла может залегать максимально на глубинах 20—36 м. При этом увеличение точности фиксируемых минимальных колебаний на порядок (от 0,1 до 0,01°С) увеличивает значение определяемой глубины залегания зоны постоянных температур примерно на 30% (например, с 25,6 до 35,9 м при $\Delta T_0 = 30^{\circ}\text{C}$).

Время сдвига или запаздывания $\tau_{\text{зап}}$ экстремальных значений температур на глубине по сравнению с соответствующими температурами на поверхности земли в соответствии со вторым законом Фурье может быть определено по уравнению

$$\tau_{\text{зап}} = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{\tau}{\pi K_{\Pi}}}, \quad (7.2)$$

откуда, определив по данным фактических наблюдений $\tau_{\text{зап}}$, можно найти значение

$$K_{\text{п}} = \frac{x^2 \tau}{4\pi \tau_{\text{зап}}}. \quad (7.3)$$

Затухание годовых температурных колебаний в подземных водах зависит также от широты местности. Поскольку наименьшие амплитуды годовых колебаний температур воздуха наблюдаются на экваторе (10—15°, реже 20°C), можно считать, что глубины зоны постоянных температур измеряются здесь лишь несколькими метрами от поверхности земли. Максимальные глубины (до 41 м) зоны постоянных температур отмечаются в средних широтах в зонах с резко континентальным климатом, где сезонные изменения температур воздуха достигают 70°C и более. В сторону полюсов амплитуды сезонных колебаний температур воздуха также постепенно затухают, и в условиях развития многолетней мерзлоты в зависимости от экспозиции склона постоянная отрицательная температура пород отмечается на глубинах всего 2—6 м.

Температура подземных вод в верхней части зоны постоянных температур подчинена широтной зональности, т. е. постепенно увеличивается с севера на юг от нуля до 20°C (на территории СССР) и соответствует примерно среднегодовой годовой температуре воздуха, несколько превышая ее, чаще всего не более чем на 1—3°C [Фролов, 1968]. С увеличением глубин замера (в пределах зоны постоянных температур) величины температур постепенно возрастают в соответствии с характерными для каждого района геотермическими градиентами, зависящими от геологического и тектонического строения района.

Нисходящее движение подземных вод, особенно на участках сосредоточенного их питания и в водоносных горизонтах, обладающих высокими фильтрационными свойствами и высокими скоростями фильтрации подземных вод, может значительно увеличивать зону сезонных колебаний температур подземных вод (иногда до нескольких сотен метров). Так, в скважине в с. Меловое Крымской области Н. М. Фроловым и В. И. Погуляевым были отмечены довольно четкие синусоидальные колебания годовых температур на глубинах 1200 м с амплитудами соответственно 0,1 и 0,07°C.

Ярким примером конвективного переноса тепла является охлаждающий эффект инфильтрации талых вод весной, наблюдающийся наиболее четко в районах сосредоточенного питания грунтовых вод. Талые снеговые воды с температурой, близкой к нулю, инфильтруясь до грунтовых вод, имеющих температуры выше 5—8°C, резко охлаждают последние иногда на всю мощность. Данный эффект может быть использован не только для изучения процесса инфильтрации, но и для количественных оценок величин питания грунтовых вод по температурам смещения вод.

Отмечалось также, что колебания температур грунтовых вод на распахиваемых участках обычно выше, чем на рядом расположенных нераспахиваемых, что также может быть объяснено увеличением инфильтрации и, следовательно, возрастанием роли конвективного переноса тепла в грунтовые воды.

Примеры конвективного переноса тепла могут быть встречены также в карстовых районах, где в областях питания грунтовых вод режим их температур даже на значительных глубинах от поверхности земли тесно связан с температурами воздуха. Так, моменты наступления максимумов и минимумов температур источника «Карстовый» на южном берегу Крыма соответствуют экстремальным температурам воздуха. С удалением выходов источников от областей питания время отставания экстремальных температур увеличивается и достигает шести месяцев (даже при сравнительно высоких скоростях фильтрации подземных вод, характерных для горных условий Крыма). Примером может служить источник Мшатка-Чакрак, минимальные температуры вод которого отмечаются лишь в июне—июле, а максимальные — зимой. На Ордовикском плато колеба-

ния температур грунтовых вод в незакарстованных известняках составляют, по данным Северо-Западной гидрогеологической станции, всего около 3°C (от 4 до 7°C). На участках развития карста температуры грунтовых вод изменяются от 1°C зимой до 14°C летом (при тех же глубинах залегания подземных вод).

Передача тепла движущимися подземными водами всегда сопровождается кондуктивной отдачей тепла в окружающие водоносный горизонт породы. В результате этого по мере движения подземных вод происходит затухание амплитуд колебаний их температур. Характер подобного затухания температур в условиях нисходящего движения подземных вод также может быть описан уравнением (7.1). Однако коэффициент затухания температур (α) в этом случае будет иметь более сложное выражение [Stalman, 1965]:

$$\alpha = \sqrt{V \sqrt{\frac{(V \cdot C_B \cdot \rho_B)^2}{4} + \left(\frac{\pi}{K_{п\tau}}\right)^2} + \frac{(V \cdot C_B \cdot \rho_B)^2}{2} - \frac{V \cdot C_B \cdot \rho_B}{2\lambda}}, \quad (7.4)$$

где V — скорость фильтрации воды;

C_B и ρ_B — соответственно удельная теплоемкость и удельный вес воды.

Обобщенный параметр α может быть определен эмпирическим путем при любом способе передачи тепла по уравнению

$$\alpha = \frac{\ln \Delta T_{x_1} - \ln \Delta T_{x_2}}{x_2 - x_1}, \quad (7.5)$$

где ΔT_{x_1} и ΔT_{x_2} — амплитуды колебаний температур подземных вод на глубинах x_1 и x_2 (включая случай $x_1 = 0$).

Определив один раз этот коэффициент, можно давать прогнозы режима температур подземных вод для всей зоны, в пределах которой коэффициент установлен, зная лишь температуру ее амплитуды или на поверхности земли ($x_1 = 0$), или на глубине (x_1).

Еще проще при сравнительно однородном строении водоносного горизонта давать прогноз затухания амплитуд колебаний температур графически, используя для этой цели полулогарифмический график Н. А. Огильви. Откладывая на этом графике амплитуды колебаний температур, определенных в двух—трех точках (x_i), можно затем, экстраполировав прямую линию, получить величины амплитуд и на больших глубинах вплоть до их полного затухания (т. е. при $\Delta t < 0,01^\circ\text{C}$, что равно современной точности замеров температур).

Распространение колебаний температур на глубину происходит практически без изменения периода колебаний (суточного, годового или многолетнего), т. е. период между временем наступления максимальных и минимальных температур на различных глубинах остается приблизительно одинаковым, независимо от времени сдвига этих экстремальных значений температур по сравнению с температурами воздуха у поверхности земли.

Наблюдениями за режимом температур грунтовых вод, проводимыми гидрогеологическими станциями в различных частях страны, установлены региональные изменения в направлении с севера на юг как амплитуд, так и средних значений температур грунтовых вод.

Наиболее низкие температуры грунтовых вод наблюдаются в целом в провинции развития многолетнемерзлых пород, где среднегодовой тепловой баланс поверхности земли характеризуется отрицательными температурами. Температура грунтовых вод здесь редко достигает 8—10°C даже в наиболее теплые летние месяцы и при небольших глубинах до воды. Это прежде всего связывается с процессом постепенного оттаивания деятельного слоя, наблюдающимся в течение всего летнего периода. К осени температура грунтовых вод вновь снижается до нуля, и грунтовые воды

промерзают. Температура грунтовых вод таликов также колеблется в пределах первых градусов выше нуля.

Режим температур грунтовых вод провинции сезонного питания характеризуется постепенным зимним снижением температур, осложняемым резкими понижениями температур в периоды оттепелей, а также весеннего снеготаяния. Последнее снижение иногда определяет всю годовую амплитуду температур грунтовых вод, что имеет место при значительных глубинах их залегания (вблизи зоны постоянных температур или в ее пределах), где амплитуды колебаний температур, вызываемые кондуктивным переносом тепла, чрезвычайно малы. Эффект резкого снижения температур грунтовых вод весной зонален и с севера на юг уменьшается.

Это определяется двумя причинами:

а) величина атмосферных осадков с севера на юг уменьшается, а испарение их в том же направлении возрастает, что лимитирует размеры инфильтрации при всех прочих равных условиях и снижает их долевое участие в общем балансе подземных вод;

б) глубины залегания грунтовых вод с севера на юг возрастают, что также уменьшает и рассредоточивает инфильтрацию во времени, в результате чего талые воды успевают частично прогреться в зоне аэрации.

При больших глубинах, а также при отсутствии сосредоточенной инфильтрации весеннего снижения температур может и не происходить.

При небольших глубинах до воды после резкого весеннего снижения температур грунтовых вод начинается постепенное их повышение, связанное с летним прогревом зоны аэрации. В зависимости от глубины замера максимальные значения температур наблюдаются в конце лета и сдвигаются вплоть до зимы. Колебания температур здесь отмечаются чаще всего в пределах от 2—5 до 10—12°C, реже до 16—20°C.

В III провинции, где среднегодовой баланс тепла всегда положительный и зона аэрации практически не промерзает круглый год, температура грунтовых вод колеблется чаще всего от 10 до 20—25°C, а иногда, как, например, в Таджикистане, от 15—16 до 33—36°C. Здесь также сказывается охлаждающее действие инфильтрующихся жидких зимних осадков.

С увеличением высоты местности над уровнем моря температуры подземных вод уменьшаются с градиентом от 0,2° до 1° на 100 м высоты. Наибольшая температура подземных вод по большинству родников в горных районах (особенно в трещиноватых породах) наблюдается при минимальных дебитах, а наименьшая при максимальных. Лишь источники из делювия и элювия имеют максимумы температур при максимальных дебитах, и их температурный режим определяется режимом температур воздуха.

Продолжительность фаз нагревания и охлаждения подземных вод в региональном плане не одинакова и подчинена климатической (широтной и вертикальной) зональности. В частности, в направлении с севера на юг продолжительность фазы нагревания увеличивается с пяти до девяти месяцев, а фаза охлаждения соответственно уменьшается.

Роль климата в температурном режиме грунтовых вод проявляется на территории СССР неравномерно. В частности, отражающий эту роль температурный коэффициент, представляющий собой отношение среднегодовой температуры грунтовых вод к среднегодовой температуре воздуха, довольно закономерно изменяется в направлении с севера на юг. Так, при сравнительно одинаковых глубинах залегания грунтовых вод (2—3 м) и одинаковой литологии водовмещающих пород (пески) данный коэффициент в Ленинградской области равен 1,043, на северном Кавказе — 1,22, а в Туркмении — 2,45. С увеличением глубин замеров температур это соотношение постепенно увеличивается. Так, для Северного Кавказа данное соотношение на глубинах 3,0 м равно 1,22; 4,3 м — 1,38 и 11 м — 1,4.

Установленные зависимости связываются с неравномерностью регионального теплового потока, направленного из недр Земли, на который накладываются колебания экзогенного происхождения. Интенсивность

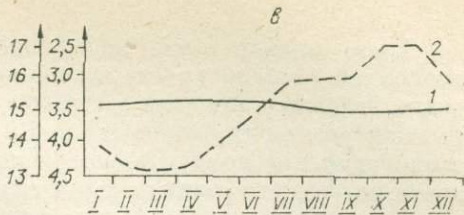
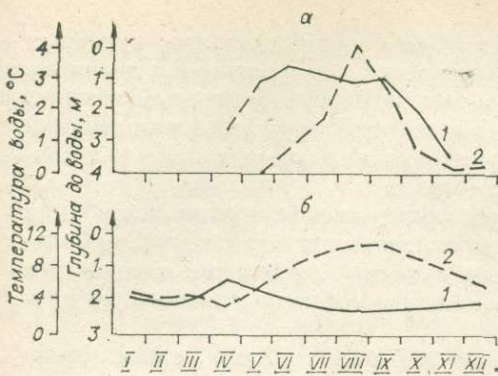


Рис. 7.13. Колебания температур грунтовых вод.

a — провинция развития многолетнемерзлых пород; *б* — провинция сезонного питания грунтовых вод; *в* — провинция круглогодичного питания подземных вод. 1 — уровень и 2 — температура грунтовых вод.

этого потока находит отражение в крутизне наклона кривой среднегодовых значений температур подземных вод, замеренных на различных глубинах от поверхности земли.

Передача тепла в глубь Земли под влиянием колебаний температуры воздуха осуществляется неравномерно. Часто почти синусоидальные колебания температур воздуха резко трансформируются уже в зоне аэрации и затем в подземных водах. Связано это прежде всего с изменением теплофизических свойств пород как по вертикали, так и во времени. Известно, что коэффициенты теплоемкости пород зависят от степени их влажности.

Следовательно, сезонные изменения влажности пород непосредственно определяют изменения их теплопроводности. Поэтому графики колебаний температур пород для зоны аэрации становятся часто резко асимметричными, с крутой восходящей ветвью и более пологой нисходящей (рис. 7.13).

Глубина затухания температурных колебаний зависит от сезонов года и климатической зоны. Так, в районах с устойчиво положительными среднегодовыми температурами воздуха в зимние месяцы колебания температур воздуха проявляются в режиме температур зоны аэрации и грунтовых вод значительно слабее и проникают на меньшие глубины по сравнению с летними, что определяется, с одной стороны, большим периодом существования положительных температур, а с другой — теплоизолирующими свойствами снежного покрова (см. рис. 7.13, *a*). В районах с устойчиво отрицательными среднегодовыми температурами воздуха глубины проявления отрицательных температур в подземных водах больше глубин проявления положительных температур (см. рис. 7.13, *б*).

Размеры амплитуд сезонных колебаний температур подземных вод зависят также от производительности водоносного горизонта. Слабо водообильные горизонты с малыми скоростями фильтрации вод имеют амплитуды колебаний температур больше, чем водоносные горизонты с высокими скоростями фильтрации.

Помимо наиболее существенных и практически значимых годовых колебаний температур подземных вод в их режиме могут быть отмечены также суточные и многолетние колебания. Суточный ход температур определяется дневным прогреванием и ночным охлаждением поверхности земли и поэтому четко проявляется в режиме атмосферы, гидросферы (включая подземные воды) и литосферы.

Закономерности суточного режима температур аналогичны закономерностям годового режима. Наибольшие амплитуды наблюдаются также в местностях с континентальным климатом. Величины суточных амплитуд температуры зависят от времени года. Максимальные суточные амплитуды температур воздуха наблюдаются чаще всего в летние месяцы. Тепловой поток в летнее время интенсивно проникает в зону аэрации, достигая глубин 1—2,5 м. Зимой вследствие меньших амплитуд колебаний температур воздуха, а также низкой теплопроводности снежного покрова суточные колебания температур прослеживаются лишь до глубины 0,2—0,5 м.

Из-за сравнительно небольшой глубины проникновения суточных колебаний температур они в режиме подземных вод отмечаются довольно редко, главным образом на заболоченных и переувлажненных землях, так как уже на глубинах около 1,5—2 м амплитуды суточных колебаний температур при кондуктивном переносе тепла находятся в пределах точности их замеров стандартными термометрами.

В условиях активной нисходящей фильтрации суточные колебания температур, так же как и годовые, могут отмечаться и на значительно больших глубинах. Так, Н. М. Фроловым суточные колебания температур в 0,2°C были отмечены в районе Алма-Атинского конуса выноса до глубины 37,5 м.

Суммируя вышеприведенное, можно подчеркнуть, что режим температур подземных вод зонален и что выделенные нами ранее типы режима грунтовых вод имеют характерные особенности не только в режиме уровней, но и в режиме температур грунтовых вод. В зависимости от вертикальных изменений в режиме температур грунтовых вод можно выделить четыре зоны: суточных, годовых и многолетних колебаний, а также зону относительно постоянных температур. Мощности зон определяются как теплофизическими свойствами пород, так и формами передачи тепла Солнца в глубь Земли.

7.4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЖИМА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД

Изучение режима химического состава подземных вод и, в частности, грунтовых вод, дает возможность

а) исследовать процессы формирования химического состава подземных вод; выявить роль различных факторов, определяющих изменение качества подземных вод во времени, и установить на этой основе генетические зависимости для его прогнозов;

б) дать региональную оценку режима химического состава подземных вод; характеристику возможных сезонных и многолетних естественных изменений в химическом составе подземных вод (включая их солевой баланс), уточнить на этой основе особенности питания и разгрузки подземных вод, вскрыть тенденции в засолении или опреснении подземных вод за многолетие;

в) выявить степень воздействия деятельности человека на качество подземных вод и условия их загрязнения, в том числе изучить влияние застройки территорий, применения удобрений и ядохимикатов в сельском хозяйстве, сброса промышленных и бытовых стоков и т. п. на качество подземных вод, и осуществление на этой основе контроля за охраной подземных вод от загрязнения.

Таким образом, если для решения первой задачи достаточно организовать детальные наблюдения за режимом химического состава подземных вод и их солевым балансом на отдельных ключевых участках или репрезентативных зональных станциях, расположенных в типичных гидрогеологических и климатических условиях, то для двух других задач необходимы широкие региональные исследования по опорной наблюдательной сети в пределах наиболее важных для практического использования водоносных горизонтов.

Наблюдения за изменениями химического состава грунтовых вод на территории СССР показывают, что в одних случаях эти изменения весьма значительны и в течение одного сезона, и особенно за многолетний период, в других — каких-либо существенных колебаний в составе вод установить не удается.

По характеру сезонного режима химического состава грунтовых вод могут быть выделены четыре основных типа (табл. 7.2).

Типы гидрохимического режима подземных вод

Тип режима	Основные процессы, определяющие изменение химического состава вод
I	Весенне-летнее разбавление подземных вод талыми, осенне-зимнее концентрирование солей за счет вымораживания грунтовых вод и увеличения доли в их балансе (по таликам) разгрузки напорных вод
II	Весеннее разбавление грунтовых вод талыми, летнее испарение грунтовых вод и выщелачивание ими солей с увеличением минерализации вод в летне-зимнее время и уменьшением в весенний период
III	Зимне-весеннее увеличение минерализации грунтовых вод за счет привноса инфильтрующимися водами легкорастворимых солей из зоны аэрации, конвективное выравнивание концентрации воды в водоносном горизонте с последующим увеличением минерализации за счет летнего испарения
IV	Относительное равновесие приходных и расходных статей солевого баланса с преобладанием процессов диффузии и катионного обмена воды с породами

Первый тип гидрохимического режима грунтовых вод развит в провинции многолетнемерзлых пород. Минимальная минерализация грунтовых вод, иногда до 5—30 мг/л, наблюдается здесь в весеннее и летнее время в результате разбавления грунтовых вод ультрапресными талыми водами. Низкая температура грунтовых вод и пород зоны аэрации определяет практическое отсутствие их испарения. Поэтому низкая минерализация грунтовых вод наблюдается до конца года, т. е. до начала их промерзания (рис. 7.14), которое обессоливает промерзающую часть этих вод за счет отжатия из нее солей и увеличивает минерализацию в оставшейся жидкой фазе.

Таким образом, максимальная концентрация солей в грунтовых водах (там, где они сохраняются) наблюдается в предвесеннее время. В тех случаях, когда летнее испарение имеет место, после весеннего разбавления грунтовых вод наблюдается постепенное летнее увеличение их минерализации. При этом увеличение минерализации в многолетнем разрезе тем больше, чем менее интенсивно было в данном году весеннее разбавление грунтовых вод. Амплитуда сезонных колебаний общей минерализации грунтовых вод в данной провинции редко превышает 50—200 мг/л. Колебание концентрации солей осуществляется главным образом за счет ионов Ca^{2-} и HCO_3^- , а также Na^+ , K^- , Cl^- и органики. В таликовых зонах увеличение общей минерализации и жесткости грунтовых вод зимой осуществляется за счет разгрузки напорных вод, являющихся основным источником подпитывания грунтовых вод в данный период. В соответствии с химическим составом напорных вод общая минерализация грунтовых вод может повышаться зимой до 1 г/л и более. Тип химического состава грунтовых вод в течение года в данной провинции (за исключением таликовых зон) не изменяется. В таликовых зонах изменения состава грунтовых вод прямо зависят от величины разгрузки напорных вод и их состава.

Второй тип гидрохимического режима характерен для большей части II и III провинций грунтовых вод (сезонного и круглогодичного питания) в условиях хорошей дренированности, когда подземный сток преобладает над испарением.

Максимальная минерализация грунтовых вод во II провинции наблюдается в предвесеннее и летнее время, а в III — в летне-осеннее время и, как правило, совпадает с их минимальными уровнями. Минимальные значения общей минерализации грунтовых вод, наоборот, совпадают с максимальными уровнями, что также связано с разбавлением вод талыми снеговыми или дождевыми водами. Снеговая вода чаще всего

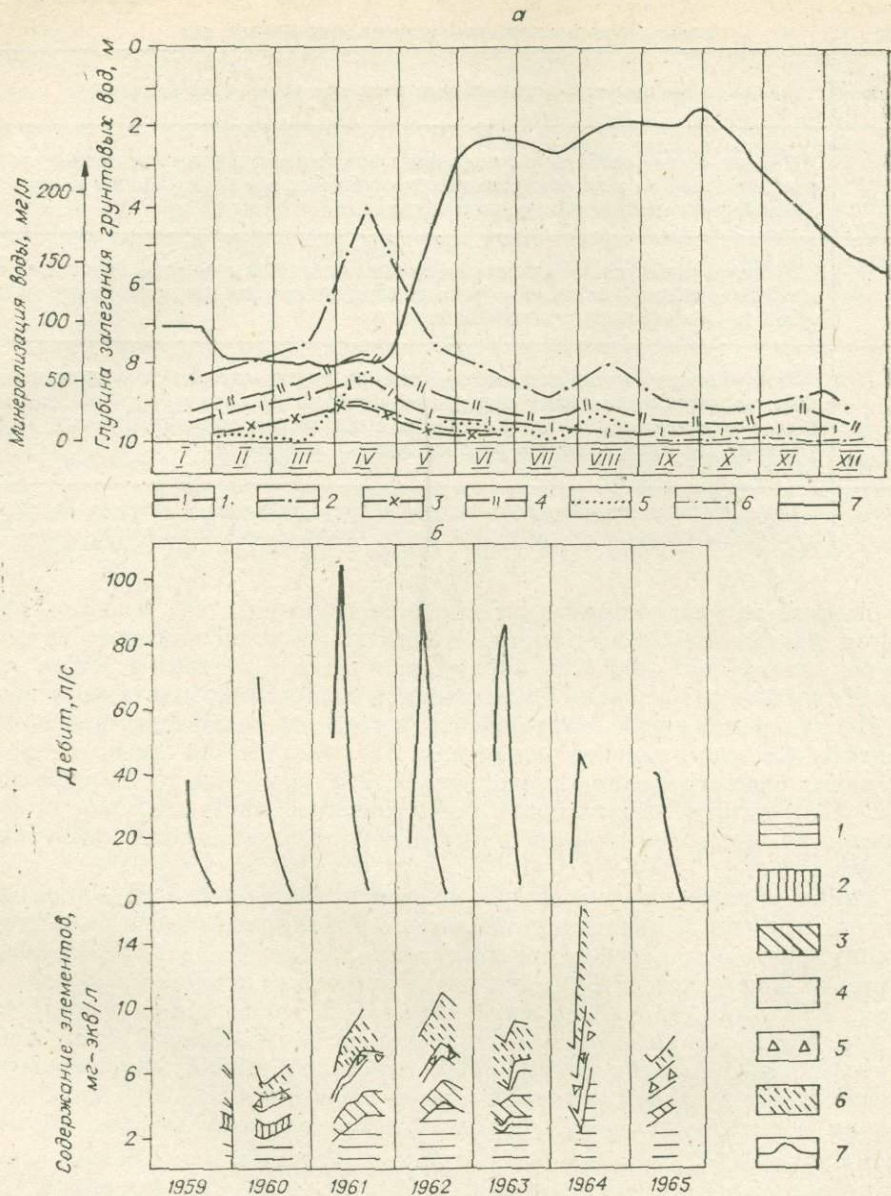


Рис. 7.14. Сезонные колебания химического состава грунтовых вод в районах развития многолетнемерзлых пород по данным Северо-Восточной гидрогеологической станции.

а — в таликовой зоне: 1 — $(\text{Na} + \text{K})^+$, 2 — Ca^{2+} , 3 — Cl^- , 4 — HCO_3^- , 5 — SO_4^{2-} , 6 — сухой остаток, 7 — уровень грунтовых вод; б — в условиях ежегодного промерзания грунтовых вод: 1 — HCO_3^- , 2 — SO_4^{2-} , 3 — Cl^- , 4 — Ca^{2+} , 5 — Mg^{2+} , 6 — $(\text{Na} + \text{K})^+$; 7 — дебит,

имеет минерализацию около 20—30 мг/л, несколько уменьшаясь в северных и увеличиваясь в южных районах. Существенное воздействие на ее минерализацию оказывает близость промышленных центров, а также морских акваторий.

Учитывая, что грунтовые воды в указанных провинциях имеют минерализацию на один—три порядка выше по сравнению со снеговой водой, инфильтрация талых вод приводит к разбавлению первых. При этом, чем больше величины инфильтрации (т. е. чем больше амплитуды колебаний уровней грунтовых вод), тем больше разбавляются подземные воды, и, следовательно, больше амплитуды сезонных колебаний их минерализации.

Количество максимумов и минимумов общей минерализации грунтовых вод в году находится в прямой зависимости от количества максимумов и минимумов уровней грунтовых вод. Так, в зонах избыточного и умеренного увлажнения при небольших (до 3 м) глубинах залегания грунтовых вод можно отметить два максимума общей минерализации грунтовых вод (в феврале — марте и августе — сентябре), разделенных минимумом, связанным с весенним питанием грунтовых вод. Осенний минимум фиксируется не всегда, а лишь при интенсивном осеннем питании. В остальных случаях в течение года отмечается по одному минимуму и максимуму: в провинции с сезонным питанием соответственно в предвесеннее и весеннее время, а в провинции с круглогодичным питанием в весеннее и летнее время (см. рис. 7.14).

Амплитуды колебаний общей минерализации грунтовых вод в пределах территории с данным типом гидрохимического режима подчиняются климатической зональности. В северных районах РСФСР и в Прибалтийских республиках сезонные амплитуды общей минерализации грунтовых вод колеблются от 10 до 400 мг/л, в отдельных случаях до 900 мг/л (Башкирия), но в среднем они составляют около 100—200 мг/л. В средней полосе европейской части страны с умеренным и недостаточным увлажнением амплитуды возрастают и колеблются от 20 до 1000 мг/л, а в отдельных случаях до 2 г/л. В южных районах страны в зонах с недостаточным и скудным увлажнением амплитуды еще больше возрастают. На Северном Кавказе они в среднем изменяются от 100 до 600 мг/л, в Прикаспии — от 0,2 до 11 г/л, в Средней Азии — от 0,1 до 6 г/л, а по отдельным скважинам — до 45 г/л. Например, по материалам Вахшской гидрогеологической станции в 1958 г. амплитуда сухого остатка грунтовых вод в скв. 40 достигала 15 г/л, в скв. 60 — 29,8 г/л, а в скв. 14а — 44,9 г/л.

Изменение минерализации грунтовых вод в областях избыточного увлажнения происходит за счет колебаний в содержании гидрокарбонатов кальция и в значительно меньшей степени за счет ионов Mg^{2+} , SO_4^{2-} и Cl^- . При небольших мощностях зоны аэрации, способствующей загрязнению грунтовых вод с поверхности, в составе грунтовых вод появляются также ионы Cl^- , NO_3^- и Na^+ .

В зонах недостаточного увлажнения при минерализации грунтовых вод, достигающей 3—5 г/л, изменения в химическом составе грунтовых вод определяются главным образом содержанием ионов SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} и Na^+ .

Таким образом, в условиях оттока подземных вод в дрены (реки, озера, моря), независимо от климатической зоны, максимальные значения общей минерализации грунтовых вод наблюдаются в периоды минимальных годовых их уровней, а минимальная минерализация, наоборот, в периоды наиболее высоких уровней. Увеличение минерализации грунтовых вод в периоды отсутствия их питания связано как с испарением (в летнее время и при небольших — до 5 м — глубинах залегания грунтовых вод), так и с выщелачиванием солей из пород. При этом на участках с активным сезонным водообменом и хорошо промываемой зоной аэрации из пород выщелачиваются главным образом соли $CaCO_3$ и $MgCO_3$. На участках с замедленным водообменом, помимо указанных солей, выщелачиванию подвергаются также соли $CaSO_4$ и Na_2SO_4 . При весьма слабом водообмене выщелачиваются лишь соли Na_2SO_4 , $CaCl_2$, $MgCl_2$.

Третий тип гидрохимического режима характерен для зон скудного увлажнения (в пределах второй и третьей провинций). Преобладание испарения над инфильтрацией в этих зонах (особенно характерно для неглубокого залегания грунтовых вод) обуславливает выпаривание последних и снижение их уровней. Данный процесс сопровождается выносом и отложением солей (в первую очередь легко растворимых) в осушенную часть зоны аэрации; последующая инфильтрация в период зимнего или весеннего питания грунтовых вод растворяет частично эти соли, увеличивая тем самым общую минерализацию грунтовых вод.

Вынос солей из зоны аэрации происходит в результате не только их вытеснения инфильтрующимися водами, но и прямого растворения солей при подъеме уровня грунтовых вод в период их питания. Таким образом, солевой режим зоны аэрации имеет сезонно-обратимый характер с расколением во влажную часть года и накоплением солей в сухую. Чем больше амплитуды колебаний уровней грунтовых вод в таких условиях, тем больше величины солеобмена между грунтовыми водами и зоной аэрации. Сезонные изменения минерализации грунтовых вод проявляются ниже зеркала грунтовых вод на 1—6 м.

После зимне-весеннего периода инфильтрации, приводящей к увеличению минерализации грунтовых вод в верхней части их потока, начинается перераспределение солей в пределах всего потока под влиянием градиента концентрации солей и гравитационных сил, определяющих нисходящую конвекцию более тяжелых с (большим удельным весом) вод из верхней части грунтовых вод. Процессы такой конвективной диффузии, особенно имеющей место в летнее время, более сильные, чем процессы испарения, приводящие к накоплению в это же время солей в верхней части потока грунтовых вод. Поэтому в летний период здесь наблюдается уменьшение общей минерализации.

Таким образом, в отличие от предыдущего типа гидрохимического режима максимальные значения общей минерализации в году приурочены к максимальным уровням грунтовых вод, и наоборот.

Величина испаряемости в степных районах в 1,3—3 раза, в полупустынных — в 3—4,5 раза, а в пустынных — в 4,5—15 раз превышает инфильтрацию, что приводит к общей тенденции увеличения в многолетнем разрезе концентрации солей в грунтовых водах.

В отдельных случаях, по данным А. В. Лебедева, увеличение минерализации грунтовых вод в периоды их питания может быть встречено и в зонах умеренного увлажнения. Это происходит лишь в начале осенней инфильтрации атмосферных осадков после жаркого лета и связывается также с накоплением в зоне аэрации легкорастворимых солей в результате испарения неглубоко залегающих грунтовых вод. Высокая температура инфильтрующейся осенней влаги усиливает, кроме того, растворение солей из почвы и зоны аэрации, накопившихся в результате физического и химического выветривания, а также биохимического процесса в почве. Однако даже небольшие величины инфильтрующейся влаги «промывают» зону аэрации от этих солей, и последующая инфильтрация приводит к разбавлению концентрации их в грунтовых водах; весной увеличения минерализации уже не наблюдается.

Изменение химического состава грунтовых вод при данном типе режима в зависимости от засоления зоны аэрации (сульфатного, хлоридно-сульфатного, сульфатно-содового или хлоридного) происходит за счет ионов Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^+ и, в значительно меньшей степени, за счет иона Ca^{2+} . Тип воды при существенных колебаниях ее минерализации обычно изменяется, например, с сульфатно-хлоридного на сульфатный.

Четвертый тип гидрохимического режима грунтовых вод характерен для сравнительно больших (свыше 10 м) глубин залегания уровня, где не отмечаются его колебания, а изменения в химическом составе вод находятся в пределах точности определения.

Годовые амплитуды общей минерализации грунтовых вод, залегающих на одной и той же глубине и в аналогичных породах, зависят не только от климатических особенностей района, но и от самой величины минерализации. На рис. 7.15 отражена зависимость годовых амплитуд сухого остатка грунтовых вод от максимальных, минимальных и среднегодовых значений общей минерализации. Как видно, эта зависимость почти прямая (при определенных величинах общей минерализации). Имеющийся разброс значений обусловлен здесь различиями в литологическом составе водовмещающих пород и пород зоны аэрации, в глубинах залегания и интенсивности дренирования грунтовых вод. Довольно закономерной вы-

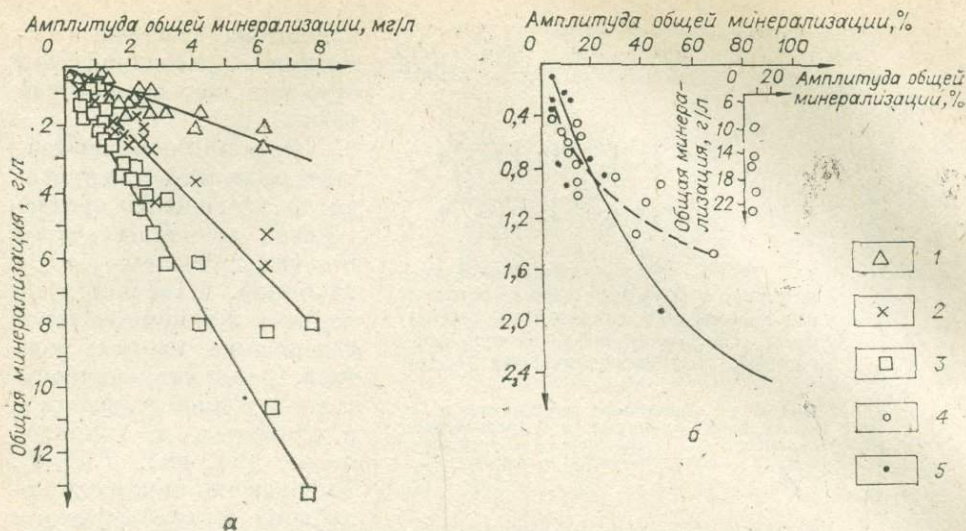


Рис. 7.15. Зависимость годовых амплитуд сухого остатка грунтовых вод от минимальных, максимальных и среднегодовых значений общей минерализации.

1—3 — минерализация: 1 — максимальная годовая, 2 — среднегодовая, 3 — минимальная годовая, 4 — по материалам Северо-Кавказской и 5 — Северо-Украинской гидрогеологической станций.

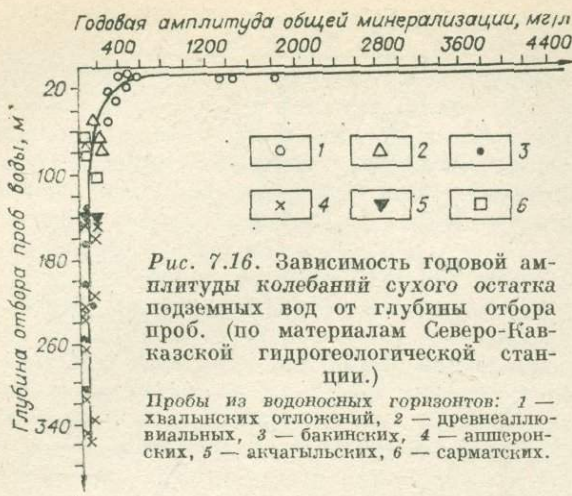
глядит и зависимость годовых амплитуд общей минерализации (см. рис. 7.15). При увеличении общей минерализации до определенных размеров (1,5—2,5 г/л) амплитуда ее колебаний увеличивается и достигает 60—90%. Дальнейшее ее увеличение до 10—25 г/л сокращает процентное соотношение с амплитудой до 5—10%. Характеризуемая закономерность позволяет оценивать по величине минерализации возможную величину ее годовой амплитуды (в сходных гидрогеологических и климатических условиях).

Увеличение минерализации грунтовых вод с севера на юг и увеличение в этом же направлении амплитуд сезонных колебаний их общей минерализации, а также закономерное изменение доли участия отдельных компонентов химического состава грунтовых вод в его колебаниях еще раз подчеркивают зональные черты грунтовых вод и их режима.

Одна из важных закономерностей режима химического состава грунтовых вод — затухание сезонных колебаний их общей минерализации в зависимости от глубины отбора пробы воды на анализ. Эта закономерность наблюдается не только для грунтовых вод, но и в межпластовых водоносных горизонтах. Примером может служить график рис. 7.16: с глубиной амплитуда общей минерализации приближается к нулю.

В грунтовых водах, имеющих, как правило, небольшую мощность потока, редко превышающую 20—50 м, амплитуда колебаний сухого остатка в течение года в отличие от межпластовых водоносных горизонтов стремится не к нулю, а к какой-то величине, определяющей средние колебания химического состава грунтовых вод. На кривой 1 (рис. 7.17, а) отражена зависимость годовой амплитуды сухого остатка от глубины взятия пробы воды из скважины, оборудованной фильтром на всю мощность потока грунтовых вод. Здесь видно, что в пределах 3—4 м ниже зеркала грунтовых вод колебания их химического состава довольно значительны и подвержены указанной выше закономерности.

На кривой 2 отражена та же зависимость, но на основе данных по разным скважинам с разными мощностями зоны аэрации при заложении фильтра в верхней части потока грунтовых вод. Как видно, амплитуды здесь большие, чем на соответствующей глубине по кривой 1. Это объясняется тем, что влияние климатических факторов через зону аэрации передается быстрее и интенсивнее, чем по столбу воды, так как конвективная составляющая, определяющая передвижение солей по потоку, выше, чем диффузионная, обуславливающая перераспределение солей в преде-



лах потока (особенно в условиях неоднородного строения водовмещающей толщи).

Опресняющее воздействие инфильтрации приводит к увеличению среднегодовой величины сухого остатка грунтовых вод с глубиной. Изменяется по вертикали и компонентное содержание ионного состава: роль гидрокарбонатов с глубиной возрастает, а сульфатов и хлоридов падает (см. рис. 7.17, б). Уменьшение амплитуд колебаний сухого остатка с

глубиной при увеличении общей минерализации грунтовых вод в этом направлении отмечается и в аридной зоне. Так, по данным Е. Н. Ярцевой, колебания сухого остатка на глубинах 1,3–3,3 м в лимане Бегиш-Купа составляют от 26,2 до 42,4 г/л, т. е. $\Delta M = 16,2$ г/л, а на глубинах 6,8–8,9 м — от 56,1 до 62,5 г/л, т. е. $\Delta M = 6,4$ г/л.

Скорость затухания амплитуд минерализации зависит от климатических условий района, степени дренированности грунтовых вод, литологического состава водовмещающих пород и глубин залегания грунтовых вод. Поэтому для изучения процессов формирования химического состава грунтовых вод наблюдения за его изменениями должны производиться по вертикали в пределах всего потока грунтовых вод. Для детального изучения солевого баланса грунтовых вод помимо этого необходимо исследовать содержания солей в зоне аэрации и особенно тщательно в зоне колебаний уровней и капиллярной каймы.

Влияние гидрологических факторов на режим химического состава грунтовых вод ограничено небольшой полосой в зоне их подпора в пределах участков с обратным от реки уклоном уровней грунтовых вод. Изменения состава грунтовых вод здесь обусловлены фильтрацией паводковых вод, и так как речные воды обычно более пресные, чем грунтовые, то такая фильтрация приводит к разбавлению последних. Одновременно с этим обычно наблюдается уменьшение коли-титра грунтовых вод, а также появление других признаков загрязнения (увеличение содержания ионов Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+). Минимальная минерализация вод в зоне подпора фиксируется в момент максимума паводка. Значительные изменения в составе вод (прежде всего содержания Cl и Na) отмечаются в зонах океанических приливов, когда соленые воды фильтруются в берега. Однако кратковременность таких колебаний обуславливает ограниченность размеров зоны, где фиксируются изменения. Поскольку морские воды имеют более высокий удельный вес, чем грунтовые, их фильтрация проявляется прежде всего в нижних частях водоносных горизонтов.

Степень проявления тех или иных отмеченных выше закономерностей определяется во многом литологическим составом водоносных пород. Например, сезонные изменения состава грунтовых вод в известняках, мергелях и доломитах осуществляются преимущественно за счет ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- (рис. 7.18, а), в гипсах и загипсованных породах — за счет ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} (см. рис. 7.18, б), в засоленных песках и суглинках — за счет ионов Na^+ , Cl^- и SO_4^{2-} (см. рис. 7.18, в). Величины колебаний общей минерализации зависят также от скоростей и длины пути фильтрации грунтовых вод, определяющих продолжительность взаимодействия воды и породы: чем выше скорости фильтрации и более активный водообмен, тем меньше амплитуды колебаний сухого остатка, несмотря на уве-

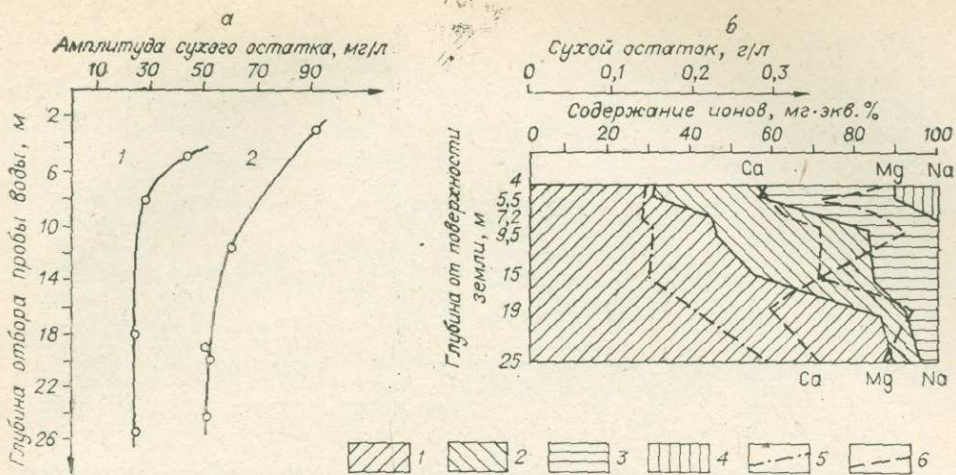


Рис. 7.17. Зависимость изменений в химическом составе грунтовых вод от глубины. а — изменение амплитуд сезонных колебаний минерализации на различных глубинах в пределах одной скважины (1) и в верхних частях потока грунтовых вод при различных мощностях зоны аэрации (2); б — изменение сухого остатка и ионного состава грунтовых вод с глубиной: 1 — HCO_3^- , 2 — SO_4^{2-} , 3 — Cl^- , 4 — NO_3^- , 5 — сухой остаток; 6 — содержание катионов.

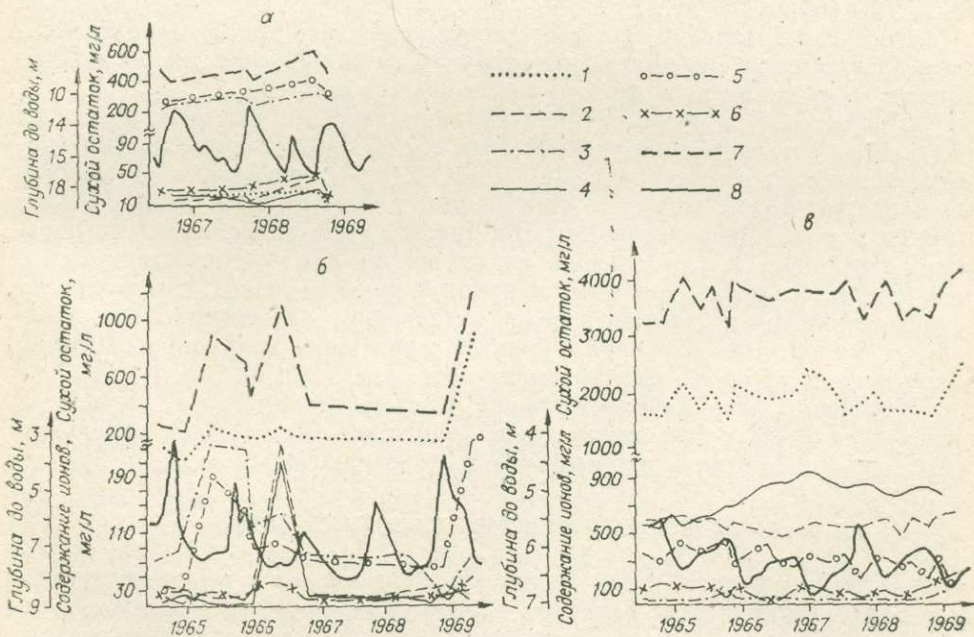


Рис. 7.18. Колебания химического состава грунтовых вод в известняках (скв. 11, Силурийское плато) (а), в загипсованных отложениях (скв. 54, Уфимское плато) (б), в слабо засоленных суглинистых отложениях (скв. 603, Прикаспий) (в).

1 — SO_4^{2-} ; 2 — Cl^- ; 3 — HCO_3^- ; 4 — $(\text{Na} + \text{K})^+$; 5 — Ca^{2+} ; 6 — Mg^{2+} ; 7 — сухой остаток; 8 — уровень грунтовых вод.

личение выщелачивающей способности подземных вод при возрастании скорости их потока.

Весьма существенна роль рельефа в режиме химического состава. По направлению от водоразделов к долинам минерализация грунтовых вод обычно возрастает, а следовательно, увеличивается и ее амплитуда. В долинах рек, особенно в тыловых швах террас, на поймах и заболоченных участках, где имеет место интенсивная разгрузка подземных вод за счет их испарения, происходит резкое увеличение минерализации вод и ее сезонных изменений. Так, в Мещерской низменности в пределах водосбор-

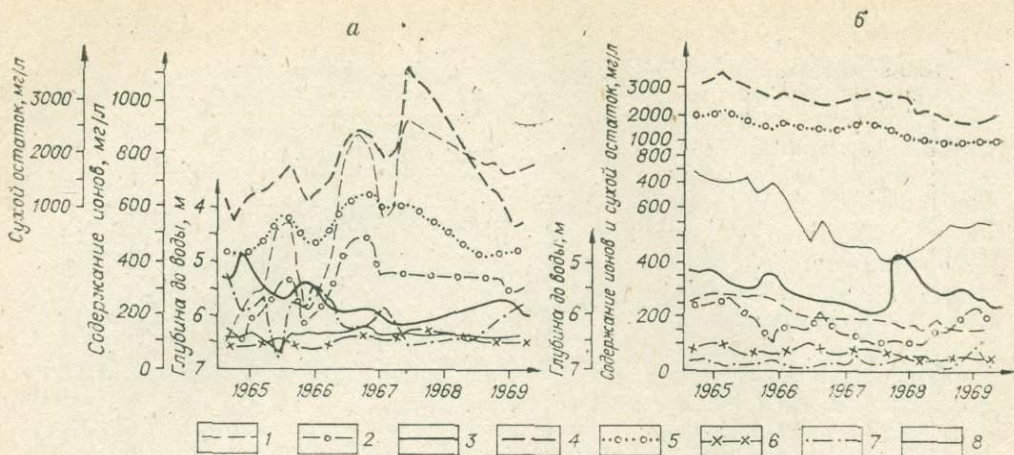


Рис. 7.19. Зависимость изменения минерализации грунтовых вод при многолетних спадах их уровней.

а — скв. 606; б — скв. 593 (Джаныбек). 1 — сухой остаток; 2 — Ca^{2+} ; 3 — $(\text{Na} + \text{K})^+$; 4 — Cl^- ; 5 — SO_4^{2-} ; 6 — Mg^{2+} ; 7 — HCO_3^- ; 8 — уровень грунтовых вод.

ных бассейнов минерализация вод от водораздела к долинам увеличивается от 70—150 до 700 мг/л.

Процессы засоления или рассоления грунтовых вод протекают весьма медленно и поэтому могут быть отмечены лишь при многолетних наблюдениях за режимом химического состава грунтовых вод.

Для первого и второго типов гидрохимического режима грунтовых вод многолетнее снижение уровней этих вод приводит к многолетнему повышению общей их минерализации (рис. 7.19, а), что можно объяснить уменьшением доли ежегодного опреснения грунтовых вод в связи с сокращением величин инфильтрации. При третьем типе гидрохимического режима грунтовых вод повышение их минерализации наблюдается, наоборот, при многолетнем повышении уровней грунтовых вод, что приводит к увеличению их испарения и более интенсивному засолению зоны аэрации, а многолетнее снижение уровней грунтовых вод сопровождается уменьшением их общей минерализации (см. рис. 7.19, б).

Установив закономерности связи режима химического состава и уровней грунтовых вод, можно, составляя прогнозы уровней, давать одновременно и прогнозы химического состава грунтовых вод.

7.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЖИМА НАПОРНЫХ ВОД

Режим напорных вод во многом тесно связан с режимом грунтовых вод, поверхностных водоемов и водотоков, а также с метеорологическими факторами. Однако изменения в напорных водах проявляются в виде сглаженных и сдвинутых по времени колебаний. Тем не менее режим напорных вод следует изучать в едином комплексе режима всей гидросферы Земли. К числу основных факторов, определяющих особенности режима напорных вод, как и грунтовых вод, могут быть отнесены следующие:

а) климатические особенности территорий, на которых осуществляется питание напорных вод;

б) степень изолированности напорного водоносного горизонта от поверхности земли, зависящая от глубины его залегания и литологического состава водовмещающих и перекрывающих пород, а также слабопроницаемых пород, затрудняющих связь напорного горизонта с грунтовыми и поверхностными водами;

в) степень дренированности напорных водоносных горизонтов, определяющая интенсивность водообмена подземных вод.

Классификационная схема режима напорных вод

Тип режима	Класс режима	Вид режима
I. Кратковременного летнего питания	Сильно дренированных бассейнов или их отдельных этажей	Областей питания
II. Сезонного весеннего питания	Слабо дренированных бассейнов	Областей транзита
III. Круглогодичного, преимущественно зимнего, питания	Исключительно слабо дренированных, практически бессточных бассейнов	Областей разгрузки

Особенности региональной динамики напорных подземных вод определяются сочетанием указанных факторов. Анализ их проявления по территории СССР позволил разработать классификационную схему режима напорных подземных вод (табл. 7.3).

Климат территории определяет размеры, сроки и степень неравномерности питания напорных вод по сезонам года, а также особенности режима химического состава и температур напорных вод. На широтную зональность напорных вод указывал Н. И. Толстихин еще в 1955 г., выделив на территории СССР два гидрогеологических пояса отрицательных и положительных температур. Сопоставление данных о режиме грунтовых вод в областях питания напорных вод с режимом напорных вод показывает их идентичность. Основной закономерностью при этом является лишь постепенное затухание амплитуд колебаний уровней (напоров), температур и химического состава напорных вод и сдвиг во времени экстремальных значений элементов режима по мере удаления от областей питания водоносных горизонтов. На основании единовременности сезонного восполнения запасов подземных вод нами выделяются, как и для грунтовых вод, три типа режима напорных вод, отражающих зональные черты условий их питания.

При первом типе режима напорных вод подъем уровней напорных вод в этой провинции начинается обычно в мае — июне. Восполнение подземных вод осуществляется за счет холодных ($1-3^{\circ}\text{C}$) талых вод, имеющих чаще всего низкую общую минерализацию (до 100 мг/л). Максимальные уровни напорных вод в областях питания фиксируются чаще всего в течение всего лета и иногда растягиваются до осени (т. е. август — октябрь), после чего начинается постепенный спад уровней до весны (рис. 7.20).

Второй тип режима напорных вод — сезонного весенне-осеннего питания — развит в провинции с устойчивым зимним промерзанием зоны аэрации. Здесь, так же как и в грунтовых водах, выделяется четкое весеннее и более сглаженное, а иногда и вообще слабо выраженное осеннее подпитывание напорных вод (см. рис. 7.20, 2) с соответствующими двумя максимумами (весной и осенью) и двумя минимумами (зимой и летом). Минерализация и температуры грунтовых вод, питающих напорные водоносные горизонты, в этой провинции более высокие, чем в предыдущей.

Третий тип режима напорных вод — круглогодичного, преимущественно зимне-весеннего, питания — распространен в южных и частично крайних западных районах страны, где зимнего промерзания зоны аэрации практически не наблюдается и поэтому питание напорных вод осуществляется в течение всего зимнего периода с максимальными условиями напорных вод в конце зимы — весной и минимумами летом (см. рис. 7.20, 3).

Таким образом, типы режима напорных вод могут быть выделены по характерным во времени периодам естественного сезонного восполне-

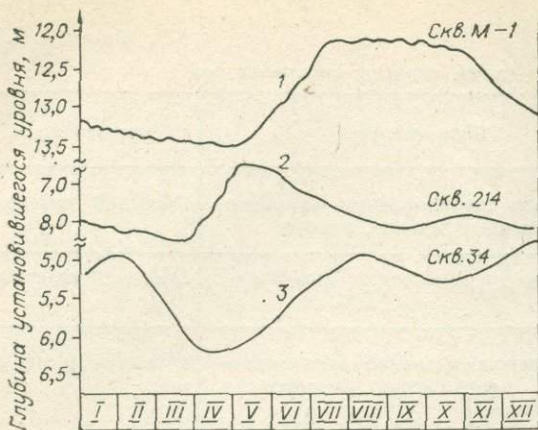


Рис. 7.20. Характерные графики режима напорных вод для провинций развития многолетнемерзлых пород, Южная Якутия (1), сезонного весеннего питания, Московская область (2), и круглогодичного преимущественно зимнего питания подземных вод, Грузия (3).

ния запасов подземных вод в областях их питания. Возможно, в будущем, так же как и для грунтовых вод, в пределах каждого типа будут выделены и подтипы режима напорных вод по интенсивности их питания в зависимости от степени увлажненности территории и соответствующих различий в интенсивности питания грунтовых вод. Ограниченность материалов не позволяет это сделать в настоящее время, хотя теоретически возможность выделения подтипов очевидна.

Степень дренирования напорных водоносных горизонтов определяет скорости фильтрации напорных вод, а следовательно, и продолжительности полного водообмена подземных вод в пределах всего напорного водоносного горизонта или водонапорной системы в целом.

В сильно дренированных (хорошо проточных) бассейнах полный водообмен осуществляется в период от одного года до нескольких лет. Перераспределение напоров, вызываемое сезонным восполнением напорных вод, прослеживается практически в пределах всего водоносного горизонта от областей его питания до областей разгрузки. К сильно дренированным относятся водоносные горизонты межгорных впадин и предгорий, небольшие бассейны в мульдах кристаллических щитов, а также небольшие по размерам бассейны платформенных областей. Это главным образом пресные водоносные горизонты, активно дренируемые гидрографической сетью.

Учет режимобразующих факторов при прогнозах режима подземных вод в связи с малыми периодами водообмена может производиться с соответствующей небольшой заблаговременностью (от нескольких месяцев до нескольких лет), т. е. так называемая память системы здесь невелика. Другими словами, режим напорных вод сильно дренированных бассейнов определяется особенностями выпадения и инфильтрации атмосферных осадков, главным образом только текущего года, и лишь иногда в нем отражаются особенности увлажненности нескольких предыдущих лет.

В слабо дренированных (слабо проточных) бассейнах сезонные колебания напоров подземных вод наблюдаются лишь в областях питания водоносных горизонтов и в некоторой зоне ниже по потоку от области питания. Размеры этой зоны зависят в основном от величины коэффициента пьезопродности и продолжительности периода питания (или высокого стояния уровней подземных вод в области питания).

Ширина зоны, в которой могут быть зафиксированы сезонные колебания уровней напорных вод, тем больше амплитуды колебаний уровней подземных вод в области питания, чем более продолжителен период питания и выше коэффициент пьезопродности. Поэтому, зная параметры водоносного горизонта и амплитуды колебаний напоров конкретного участка, можно, решая обратную задачу, оценить расстояние до ближайшей области питания горизонта. Таким приемом, кроме того, можно вскрыть наличие местного питания напорных вод (на ближайших водоразделах). Интенсивность колебаний уровней и напорных вод на значительных расстояниях от выходов водоносных слоев на поверхность свидетельствует о большой и, возможно, даже преобладающей роли местного

питания на наиболее крупных водоразделах для многих артезианских бассейнов (Прибалтийского, Московского, Волго-Камского и др.).

За пределами зоны сезонных колебаний напоров теоретически могут быть отмечены лишь многолетние колебания уровней напорных вод, связанные с неравномерностью восполнения их запасов во времени. Однако такие колебания чаще всего бывают уже настолько незначительными по величине, что подавляются более четкими колебаниями, вызываемыми изменениями упругого состояния водоносных горизонтов, происходящими под влиянием колебаний атмосферного давления, приливно-отливными воздействиями, проходящими паводками и т. п.

Таким образом, к слабо дренированным бассейнам могут быть отнесены бассейны платформ с пресными и солоноватыми водами, с наблюдаемыми в пределах водоносных горизонтов двумя зонами — сезонных и многолетних колебаний. «Память» таких систем исчисляется уже десятками лет. Примером слабо дренированных бассейнов может служить Днепровско-Донецкий бассейн, где в бучакском водоносном горизонте на большей части его распространения наблюдаются преимущественно многолетние колебания уровней подземных вод.

В исключительно слабо дренированных (практически бессточных) бассейнах помимо зон с сезонным и многолетним режимом может быть выделена зона практически полного застоя, в пределах которой могут проявляться лишь вековые изменения в климате или в тектонической жизни Земли. Основные формы движения воды в таких зонах определяются диффузионными процессами, а также вертикальными градиентами напоров между смежными водоносными горизонтами. Скорости этих процессов несоизмеримо малы по сравнению с процессами сезонного и даже многолетнего питания подземных вод, поэтому при анализе результатов наблюдений за режимом подземных вод могут быть приняты постоянными. Систематическими наблюдениями за режимом подземных вод в такой зоне могут быть зафиксированы лишь колебания, связанные с изменением упругого состояния водоносных горизонтов. «Память» таких водонапорных систем измеряется сотнями и тысячами лет.

В выделении бассейнов по степени их дренирования существует определенная условность, так как в пределах крупных бассейнов, имеющих многоэтажное строение, верхние горизонты могут быть хорошо дренированными, а нижние — слабо дренированными или практически бессточными. Поэтому было бы правильнее в каждом конкретном случае говорить о степени дренирования отдельных водоносных горизонтов или этажей артезианских бассейнов, а не бассейнов в целом.

В связи с тем, что размеры зон, где могут быть зафиксированы сезонные, многолетние или вековые колебания напоров подземных вод, зависят прежде всего от фильтрационных свойств водовмещающих пород и характера распределения давлений по пласту (сравнительно равномерно по всему водоносному горизонту или в первую очередь по отдельным наиболее проницаемым его зонам), в пределах каждого класса режима напорных вод могут быть выделены подклассы по характеру водовмещающей среды. Например, можно выделить подклассы пластово- и трещинно-порowych, трещинно-карстовых и жильных вод. Чем выше неоднородность строения водоносного горизонта, тем более резко будут отличаться колебания в зонах более проницаемых пород по сравнению с зонами менее проницаемых пород.

Как известно, каждый водоносный горизонт может быть разделен на области питания, транзита и разгрузки. Это разделение имеет определенный смысл и с точки зрения различий режима напорных вод (рис. 7.21). Области питания напорных водоносных горизонтов характеризуются, как правило, четкими сезонными колебаниями уровней и в несколько меньшей степени химического состава и температур подземных вод. Так, в зонах активного водообмена в слабо трещиноватых породах сезонные колебания уровней напорных вод могут достигать 6—13,4 м, а многолетние — 20—34 м.

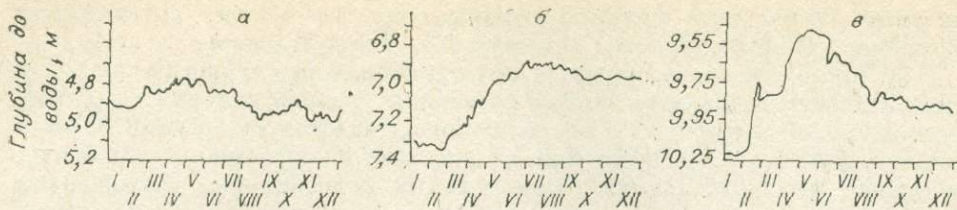


Рис. 7.21. Графики колебаний уровня напорных вод Ергенцинского артезианского бассейна (по данным Волго-Донской гидрогеологической станции).

а — в областях питания; б — транзита; в — разгрузки.

По особенностям сезонного восполнения запасов напорных вод, а следовательно, и по особенностям их режима можно выделить три основные разновидности областей питания напорных вод.

1. Областью питания напорных вод служит пласт, непосредственно выходящий на поверхность (открытый) или имеющий прямую гидравлическую связь с грунтовыми водами. Водоносный горизонт в этом случае является, по существу, безнапорным грунтовым, режим которого ничем не отличается от режима грунтовых вод окружающих районов. В таких областях питания режим напорных вод характеризуется довольно высокой динамичностью как в режиме уровней, так и, что особенно характерно для данного типа областей питания, в режиме температур и химического состава напорных вод.

2. Напорный пласт не имеет непосредственного выхода на поверхность (закрытый). Питание горизонта осуществляется главным образом на водораздельных пространствах за счет перетекания из грунтовых вод. Перетекание также имеет сезонный характер, его размеры возрастают в периоды высоких уровней грунтовых вод. Однако такое питание более стабильно и рассредоточено во времени (т. е. колебания напоров более сглаженные и с меньшими амплитудами, чем в первом случае). Кроме того, в закрытых пластах во много раз меньших масштабах проявляются сезонные колебания химического состава и температуры подземных вод.

3. Питание напорных водоносных горизонтов осуществляется за счет поверхностных водотоков. Такое питание может иметь место как для открытого, так и закрытого пласта. По интенсивности питания и его рассредоточенности во времени выделяется питание из временных и постоянных водотоков.

Питание из временных водотоков чаще всего весьма ограничено по интенсивности и локализовано как во времени, так и в пространстве. Многочисленные примеры такого питания могут быть встречены в Причерноморском артезианском бассейне, где восполнение плиоценового, понтического и мэотического горизонтов осуществляется в значительной мере по балкам и логом.

Питание напорных вод за счет постоянных водотоков имеет место преимущественно в горных районах: в верховьях рек, на конусах выноса, в таликовых зонах. Режим напорных вод в таких условиях характеризуется наибольшей динамичностью как по уровням, так и в химическом составе и температурах вод. Восполнение резко возрастает в паводки.

В каждом конкретном случае питание напорного водоносного горизонта осуществляется либо одним, либо несколькими из перечисленных выше путей, и поэтому характер режима напорных вод может быть весьма сложным. В частности, колебания напоров подземных вод в областях питания в одних случаях могут быть связаны с непосредственным восполнением запасов подземных вод (что находит также отражение в режиме температур и химического состава напорных вод), в других — они происходят лишь за счет передачи давления от возросшей в период питания мощности потока грунтовых вод или поверхностных водотоков. Последний случай весьма часто встречается в закрытых пластах.

В областях транзита водоносных горизонтов отмечаются лишь колебания напоров, передаваемые из областей питания и отражающие измене-

Рис. 7.22. Опреснение воды в скв. 74 (по материалам Шемилловской партии ВСЕГИНГЕО).

1 — HCO_3^- ; 2 — SO_4^{2-} ; 3 — Cl; 4 — сухой остаток.

ния упругого состояния горизонтов под воздействием главным образом атмосферного давления. Амплитуды колебаний напоров по мере удаления от областей питания постепенно затухают, а экстремальные значения уровней также постепенно сдвигаются во времени.

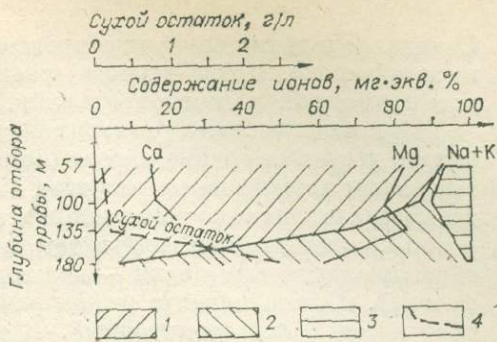
Затухание колебаний температур и химического состава напорных вод зависит от интенсивности фильтрации подземных вод. При слабом вертикальном водообмене уже на глубинах около 100 м не отмечается никаких сезонных колебаний уровней, температур, химического состава подземных вод. При больших глубинах закономерные сезонные колебания не устанавливаются даже в результате многолетних наблюдений.

Интересным является опреснение находящегося в длительном «покое» столба воды в глубоких скважинах, которые вскрыли соленые и солоноватые напорные воды. При этом верхняя часть столба воды становится наиболее опресненной, а с углублением минерализация воды возрастает и на уровне фильтра достигает минерализации воды в пласте. Процесс опреснения, по данным П. М. Гасс и Е. Н. Ярцевой, протекает медленно — в течение нескольких месяцев.

Так, в скважине 74 на подмосковном стационаре ВСЕГИНГЕО, пробуренной в 1961 г. на мячковско-подольский напорный водоносный горизонт, залегающий на глубине 136 м (кровля горизонта) и имеющий минерализацию воды 2,378 г/л, столб воды опреснился за один год. В 1962 г. на глубине 57 м минерализация составила уже 0,22 г/л, а на глубине 135 м — 0,313 г/л. В 1964 г. минерализация воды на тех же глубинах составила 0,125 и 0,22 г/л. Лишь на уровне фильтра минерализация соответствовала минерализации воды в водоносном горизонте. Тип воды в скважине также резко изменился (рис. 7.22).

Возможными причинами такого опреснения являются, видимо, частично конденсация атмосферной влаги в обсадных трубах, разбавляющей соленые воды сверху, а также некачественная герметизация колонн труб. Кроме того, высокоминерализованные хлоридные натриевые воды иногда через три — четыре года полностью разрушают обсадные трубы, что приводит к взаимосвязи через скважину различных водоносных горизонтов.

Отмеченный факт необходимо учитывать при отборе проб воды на анализы из глубоких скважин, и производить такой отбор лишь после прокачки скважины. В большинстве случаев наблюдения за химическим составом глубокозалегающих напорных вод, находящихся в естественных условиях, показывают исключительную стабильность режима. Даже для многих самоизливающихся скважин, например в Терско-Кумском артезианском бассейне, в течение десяти лет и более не отмечают изменений в химическом составе вод, хотя такие наблюдения не всегда отражают естественный режим артезианских вод. Связано это с тем, что наблюдения за самоизливом из скважин, вскрывших водоносный горизонт, хорошо изолированный от других горизонтов, в течение многих лет фиксируют постоянное снижение дебитов скважин и напоров в них. Таким образом, самоизлив аналогичен откачке с постоянно развивающейся воронкой депрессии. Лишь иногда в скважинах, вскрывших водоносные слои, сложенные тонкими рыхлыми отложениями, в течение двух — пяти лет может отмечаться некоторое повышение дебитов за счет «раскачки» скважины, сопровождающейся образованием естественного фильтра из более грубо сортированного материала вокруг водоприемной части скважины.



Самоизлив в таких случаях сопровождается выносом тонкого песка и глинистых частиц. После периода «раскачки» неизменно начинается снижение и уровней, и дебитов скважин.

При ограниченных размерах бассейна, т. е. когда воронка депрессии быстро достигает границ пласта (источников, рек, областей питания с интенсивным восполнением ресурсов подземных вод), а также при наличии взаимосвязи наблюдаемого напорного водоносного горизонта главным образом с вышележащим горизонтом, в самоизливающихся наблюдательных скважинах уже через один — два года прекращается снижение дебитов и уровней. С этого момента режим самоизливающихся скважин может рассматриваться как естественный. В зависимости от степени раскрытости бассейна в таких скважинах могут фиксироваться и сезонные, и многолетние колебания. Примером служат самоизливающиеся скважины Алазанского и Араратского артезианских бассейнов, режим которых хорошо увязывается с режимом грунтовых вод, с режимом атмосферной циркуляции и геомагнитной возмущенностью.

Режим напорных вод в области их разгрузки в значительной степени зависит от гидрогеологических условий этих областей. В частности, могут быть рассмотрены следующие разновидности областей разгрузки.

1. Напорный пласт имеет в области разгрузки открытый выход на поверхность земли. Разгрузка напорных вод осуществляется в виде восходящих источников. Дебит таких источников в зависимости от удаленности областей питания может либо отражать режим подземных вод областей питания с определенным сдвигом во времени, либо зависеть только от режима атмосферного давления. Весьма часто в такого рода областях разгрузки наблюдается дополнительное подпитывание напорных вод за счет перетекания из грунтовых вод. В этих случаях в колебаниях уровней или дебитов напорных вод могут быть выделены колебания, связанные с местным подпитыванием (как правило, первый пик), и колебания, связанные с передачей напоров из областей питания (второй пик). В зависимости от удаленности областей питания и интенсивности местного подпитывания оба пика могут следовать друг за другом или быть разделенными промежуточком времени в несколько месяцев.

2. Напорный пласт имеет в области разгрузки непосредственную связь с грунтовыми (например, с водами низких террас и пойм рек) или с поверхностными водами. Разгрузка осуществляется за счет перетекания через слабо проницаемые слои в горизонт грунтовых вод либо в реки, озера и моря. Режим напорных вод в таких условиях помимо воздействия атмосферного давления, характерного для режима напорных вод вообще, отражает режим либо грунтовых, либо поверхностных вод, создающих подпор разгружающимся напорным водам. В зависимости от соотношения изменений уровней грунтовых и поверхностных вод и уровней напорных вод разгрузка последних в период паводка может либо совсем прекратиться, либо сократиться в размерах. Режим напорных вод в этом случае наиболее динамичен во времени, т. е. характеризуется интенсивными колебаниями, которые быстро распространяются на значительные расстояния. Подъемы уровней напорных вод, связанные с их подпором и с передачей напоров со стороны областей питания, также проявляются равномерно.

3. Напорный пласт не имеет непосредственной связи с земной поверхностью. Разгрузка напорных вод осуществляется за счет перетекания в вышележащие напорные горизонты. Никаких особенностей режим напорных вод в таких областях разгрузки по сравнению с областями транзита не имеет, так как дополнительные воздействия каких-либо других режимообразующих факторов здесь отсутствуют.

Повышенная по сравнению с грунтовыми водами инерционность напорных вод предопределяет тот факт, что автокорреляция наиболее длинных рядов наблюдений за режимом напорных вод показывает наличие довольно высокой взаимосвязанности уровней соседних лет. Средний коэффициент автокорреляции для лет, разделенных интервалом времени в один год, составил 0,71, а с интервалом времени в два года — 0,57,

что позволяет почти во всех случаях составлять прогнозы режима напорных вод с заблаговременностью в два года, основываясь только на данных об уровнях последнего года. Затухание коэффициентов автокорреляции с увеличением времени сдвига протекает чаще всего очень медленно, что свидетельствует о наличии длиннопериодной цикличности в режиме напорных вод. Обзор коррелограмм уровней напорных вод показывает, что в режиме последних выделяются, как правило, циклы больших периодов (от 18 лет и более). Циклы с периодами 8, 9, 11 и 12 лет встречены в напорных водах в единичных случаях. Более короткопериодные циклы (2, 3, 5 лет) проявляются лишь в виде тенденции, т. е. в виде небольших всплесков на фоне общего спада автокорреляционной функции. Поэтому на коррелограммах выделяются чаще всего циклы с длиной периода, равной 18—19, 22—23, 26—27, 36—38 лет.

Амплитуды многолетних колебаний уровней или дебитов самоизливающихся скважин соответственно меньше, чем в грунтовых водах, а фазы цикличности в зависимости от удаленности областей питания сдвинуты во времени.

7.6. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ

В бассейнах пластовых вод (артезианских бассейнах) между областями питания, стока и разгрузки подземных вод создаются довольно сложные взаимоотношения. Классические взгляды [Keilhack, 1935; Саваренский, 1935] о последовательном расположении этих областей хорошо подтверждаются для относительно неглубоких артезианских бассейнов, которым свойствен идеальный гидростатический режим, обуславливающий движение подземных вод из поверхностных областей питания к областям разгрузки, имеющим более низкое положение. На глубокие горизонты эту гидрогеодинамическую схему целиком переносить нельзя. Дело в том, что в погруженных частях бассейнов пластовых вод на гидрогеодинамике, кроме гидростатического напора, сказываются, во-первых, геостатическое (литостатическое) давление и, во-вторых, проявления внутренних сил, т. е. тектонических (геодинамических) напряжений и восходящей миграции газово-жидких растворов из фундамента.

Относительно динамики подземных вод глубоких горизонтов осадочных толщ сейчас бытуют весьма разноречивые представления. Не имея возможности подробно останавливаться на этой интересной, но недостаточно изученной проблеме, ограничимся рассмотрением двух основных точек зрения на гидрогеодинамику наиболее погруженных частей бассейнов пластовых вод: первая отводит гидростатическому напору ведущую, хотя и далеко не единственную роль (М. Е. Альтовский, В. Н. Корценштейн, В. А. Кротова, Е. В. Пиннекер, А. И. Силин-Бекчурин, Г. П. Якобсон и др.), вторая — совершенно отрицает влияние гидростатического напора на движение подземных вод (А. А. Алексин, Г. Ю. Валুকонис, И. К. Зайцев, Ю. В. Мухин, А. Е. Ходьков и др.).

1. Сторонники первой точки зрения считают, что движение подземных вод, вызванное гидростатическим напором, в процессе исторического развития постепенно распространяется на весь артезианский бассейн и приводит к образованию единой водонапорной системы. Хотя скорость движения с глубиной и уменьшается, подземные воды из областей создания напора (орографические и тектонические водоразделы) способны постепенно проникать до глубины в несколько километров, вытесняя ископаемые воды, которые попали в земные недра при осадконакоплении. Воздействие геостатического давления и тектонических напряжений на динамику подземных вод с течением времени иссякает и подавляется гидростатическим напором. Разгрузка осуществляется по различного рода «гидрогеологическим окнам» (открытым разломам, тектонически ослабленным зонам и т. д.) и путем распыленной миграции через глинистые породы,

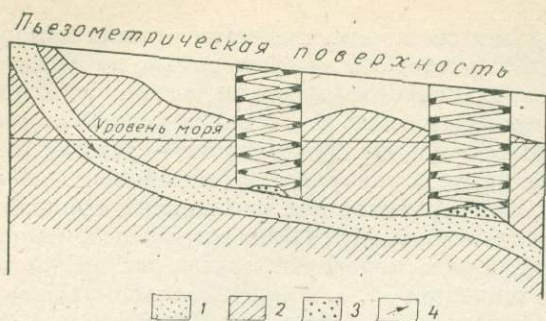


Рис. 7.23. Энергетическая модель водонапорной системы бассейна пластовых вод [Корценштейн, 1970].

1 — водоносный горизонт; 2 — водоупор; 3 — газовая залежь; 4 — направление движения подземных вод.

которые при высокой температуре становятся водопроницаемыми. Проникновению вод инфильтрации (современных и древних) в недра Земли

способствуют тектонические перестройки и колебательные движения земной коры [Силин-Бекчурин, 1959; Корценштейн, 1970].

Энергетическую сущность водонапорной системы бассейна пластовых вод В. Н. Корценштейн (1970) уподобляет пружине, туго сжатой под тяжестью гидростатического столба (рис. 7.23). С позиции этой модели вполне объяснимы так называемые сверхдавления, т. е. аномально высокие пластовые давления (АВПД), часто превышающие нормальный гидростатический напор почти в два раза. Сверхдавления свойственны преимущественно молодым артезианским бассейнам, где, кроме веса гидростатического столба, сказывается геостатическое давление, тектонические напряжения и миграция флюидов из фундамента. Сторонники распространения гидростатического напора на зону весьма затрудненного водообмена полагают, что сверхдавления отражают всего-навсего недавний исторический этап развития водонапорной системы и со временем ликвидируются, поскольку гидростатический напор действует постоянно и в конце концов уравнивается с геостатическим давлением. По расчетам В. Ф. Линецкого (1961), длительность периода выравнивания аномально высоких давлений до нормальных гидростатических продолжается от нескольких сот тысяч до десятка миллионов лет.

Подземные воды глубоких горизонтов — воды в той или иной степени возобновляемые. Чаще всего возобновление происходит в масштабе геологического времени. Таков основной тезис гидрогеологов, придерживающихся рассмотренной точки зрения.

2. Согласно второй точке зрения, в вертикальном разрезе бассейнов пластовых вод выделяется в общем случае два этажа, принципиально различных в гидрогеодинамическом отношении: 1) верхний этаж, характеризующийся движением подземных вод под действием гидростатического напора от области питания к глубоким дренам (долинам рек, озерам, морям), 2) нижний этаж, где гидростатический напор или меньше геостатического давления, или недостаточен для выдавливания высококонцентрализованных вод из глубоких горизонтов. Поэтому проникновение подземных вод из поверхностных областей питания полностью исключается. В нижнем этаже, как пишут И. К. Зайцев и В. М. Тарасов (1972, с. 65), подземные воды «если и движутся, то обычно из наиболее погруженных частей артезианских бассейнов к приподнятым или перемещаются в вертикальном направлении (по тектоническим разломам) под влиянием уплотнения и уменьшения пористости пород». Глубокие части впадин, таким образом, относятся к областям питания седиментогенными водами.

Обособление нижнего этажа в самостоятельную водонапорную систему с иным направлением движения, чем в верхнем этаже, предполагает полное игнорирование влияния гидростатического напора на динамику подземных вод глубоких горизонтов не только в молодых впадинах, где под действием геостатического давления возможно выжимание воды из неуплотненных глин (в направлении от центральных частей к периферии впадин), но и в древних впадинах, где все глины уплотнены и практически лишены воды, т. е. не могут отдавать воду и тем самым влиять на движение подземных вод. В последнем случае, по мнению отдельных исследователей, перепады гидростатических напоров не способны вытес-

Рис. 7.24. Схема изменения при-
роды пластовых давлений с глу-
биной [Ежов, Вдовин, 1970].

Области складчатости: 1 — альпий-
ская, 2 — герцинская, 3 — байкаль-
ская, 4 — дорифейская.

нить ископаемые воды из глу-
боких горизонтов из-за гидро-
геодинамической пассивности
глубоких горизонтов. Разгру-
зка в таких условиях происхо-
дит в ничтожном количестве.
Тем самым полностью отрица-
ется возобновление ресурсов подземных вод. Другими словами, состоя-
ние «относительного покоя» и «ничтожная» разгрузка обеспечивают
сохранение в глубоких горизонтах древних впадин ископаемых вод,
одновозрастных с водовмещающими породами. Подобные взгляды на
движение подземных вод нижнего гидрогеодинамического этажа в
различных вариациях защищают И. К. Зайцев [Зайцев, Тарасов,
1972] и А. Е. Ходьков [Ходьков, Валуконис, 1968; Валуконис, Ходь-
ков, 1973].

Чтобы выяснить, какой из этих точек зрения следует отдавать пред-
почтение, как и куда движутся подземные воды глубоких горизонтов,
попытаемся рассмотреть природу пластового давления и господствующие
типы гидрогеодинамического режима в артезианских бассейнах.

Пластовое давление — напор в водоносном пласте, обусловленный
суммарным воздействием столба воды, весом вышележащих пород и про-
явлением внутренних (эндогенных) сил. Как показала обработка факти-
ческого материала (рис. 7.24), характер распределения пластовых давле-
ний на глубине зависит от возраста складчатости, создавшей бассейн пла-
стовых вод. Основной причиной увеличения пластовых давлений с глуби-
ной Ю. А. Ежов и Ю. П. Вдовин (1970) считают восходящее движение юве-
нильных флюидов — газово-жидких растворов, которые попадают в оса-
дочный чехол из земных недр в результате дегазации и дифференциации
вещества мантии.

И. Г. Киссин (1967) восходящее движение под действием внутренних
сил относит к проявлениям гидрогеодинамического режима глубинного
типа. В последнем он различает несколько разновидностей (подтипов),
которые вызваны не только разгрузкой ювенильных флюидов (юве-
нильный подтип), но и эпигенезом пород (эпигенетический подтип), вы-
жиманием гидротермальных растворов из пород (гидротермальный под-
тип), дегидратацией и перекристаллизацией пород (метаморфогенный под-
тип). Режим глубинного типа накладывается на гидростатический и гео-
статический типы режима, обусловленные соответственно столбом воды
и весом вышележащих пород.

Повышенная интенсивность восходящей миграции флюидов наблю-
дается в молодых впадинах, затронутых альпийской складчатостью или
приуроченных к активизированным зонам молодых платформ. В них ве-
личина пластовых давлений уже с глубины 2—3 км (а в районах совре-
менного вулканизма и повышенной сейсмичности менее чем с 1 км) суще-
ственно отличается от гидростатического напора и, резко возрастая, приби-
жается к геостатическому давлению. В древних впадинах (области бай-
кальской и дорифейской складчатости) переход величины пластового дав-
ления от гидростатического напора к геостатическому давлению фикси-
руется на глубине 5—7 км (см. рис. 7.24). Ниже осадочные породы теряют
почти всю поровую и значительную часть связанной воды. На таких глу-
бинах движение подземных вод преимущественно восходящее в резуль-
тате тектонических напряжений, термометаморфизма и магматизма, т. е.
господствует режим глубинного типа.



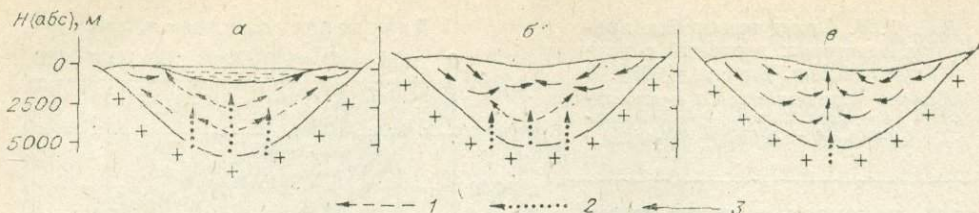


Рис. 7.25. Основные стадии гидрогеодинамического режима бассейна пластовых вод. А — впадины в активизированных зонах (альпийская складчатость); Б — молодые (эпигерцинские) платформы; В — древние платформы. Типы гидрогеодинамического режима, обуславливающие движение подземных вод под влиянием: 1 — геостатического давления (геостатический тип режима); 2 — внутренних сил (глубинный тип режима); 3 — гидростатического напора (гидростатический тип режима).

Если принять среднюю мощность осадочного чехла равной 5 км, становится очевидным, что гидростатический напор в процессе геологического развития земной коры распространяется практически на всю толщ древних артезианских бассейнов. Как раз до такой глубины или несколько больше геологи [Судовиков, 1964; Чухров, 1964; Белоусов, 1965] и гидрогеологи [Макаренко, 1948; Пиннекер, 1977] допускают проникновение инфильтрационных вод.

Поскольку инфильтрация под действием гидростатического напора является постоянно действующим фактором в геологической истории артезианских бассейнов, влияние геостатического давления на движение подземных вод глубоких горизонтов с течением времени постепенно уменьшается. В древних бассейнах затухают тектонические напряжения и почти прекращается восходящая миграция флюидов из фундамента.

Распространение гидростатического напора до глубины 5—7 км может служить доказательством направленного перемещения подземных вод из поверхностных областей питания. Правда, перепады гидростатических напоров в зоне весьма затрудненного водообмена свидетельствуют лишь о потенциальной возможности движения подземных вод. Для реализации такой возможности необходимо, чтобы ей содействовал тектогенез (колебательные движения положительного знака, дизъюнктивные дислокации и т. д.) и обеспечивалась разгрузка. Тогда рано или поздно в процессе геологической истории гидростатический напор приведет к проникновению вод инфильтрации в глубокие горизонты артезианских бассейнов.

Таким образом, в глубоких горизонтах намечается три типа гидрогеодинамического режима: гидростатический, геостатический и режим глубинного типа. Современный гидрогеодинамический режим отражает определенный этап геологической истории артезианского бассейна. Обособленно эти типы режима не всегда проявляются. В процессе исторического развития могут быть намечены следующие основные стадии последовательной смены гидрогеодинамического режима в бассейнах пластовых вод (рис. 7.25): а) геостатический режим, сочетающийся с проявлениями внутренних сил — восходящей миграцией флюидов из фундамента и тектоническими напряжениями, б) переходный режим, при котором складывается воздействие гидростатического режима, и в) гидростатический режим. Эта схема отвечает историческому развитию бассейнов пластовых вод.

Геостатический режим, сочетающийся с проявлениями внутренних сил, отмечается в бассейнах пластовых вод, которые длительное время испытывали погружение и сравнительно недавно вышли из-под уровня моря. Обычно это области альпийской складчатости. Движение подземных вод как в верхних, так и в глубоких горизонтах происходит в результате выжимания влаги из глин под действием геостатического давления или за счет проявления режима глубинного типа. Направление движения — из погруженных частей к периферии бассейнов. В недра таких резервуаров с поверхности еще не успели проникнуть воды инфильтрации. Примером может служить западно-туркменская часть Южно-Каспийского бассейна (рис. 7.26).

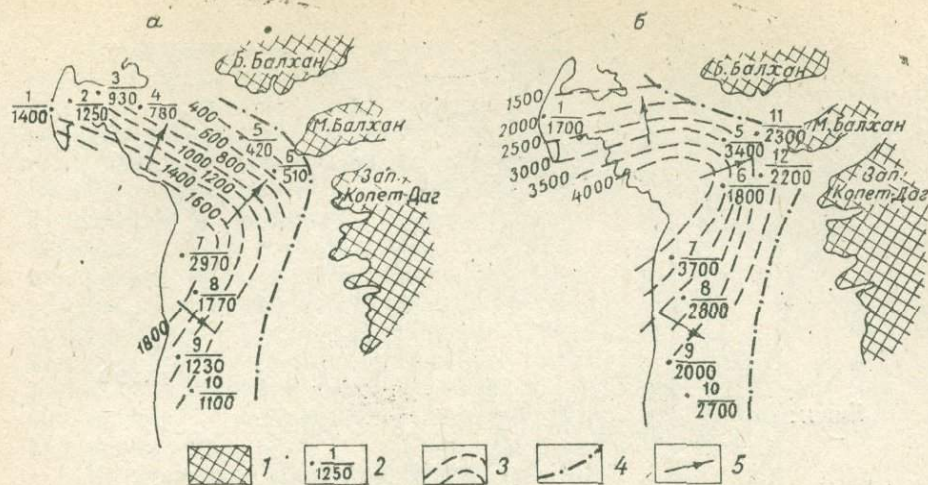


Рис. 7.26. Схема приведенных гидростатических уровней верхних горизонтов западно-туркменской части Южно-Каспийского бассейна [Колодий, 1970], по данным промысловых исследований (а) и палеогидрогеодинамических реконструкций (б).

1 — горные сооружения; 2 — точка наблюдения: в числителе номер по порядку, в знаменателе — напор, м (а) и мощность исследуемого и перекрывающего комплексов в современную эпоху, м (б); 3 — линии равных напоров (а) и равных мощностей исследуемого и перекрывающих комплексов в настоящее время (б); 4 — граница распространения водоносного комплекса; 5 — направление движения подземных вод.

Переходный режим характерен для молодых артезианских бассейнов, в верхнем этаже которых господствует гидростатический напор и внедряются воды инфильтрации, а в нижнем сохраняется движение подземных вод, вызванное главным образом геостатическим давлением, отчасти тектоническими напряжениями или миграцией флюидов из фундамента. Верхний и нижний этажи гидрогеодинамически изолированы друг от друга. Таковы артезианские бассейны, сложенные неуплотненными породами кайнозоя и мезозоя (Предкавказский прогиб, Туранская и Западно-Сибирская плиты, Лено-Вилюйская впадина Сибирской платформы), где в глубокие горизонты еще не проникли воды инфильтрации.

Гидростатическим режимом в верхних и глубоких горизонтах охвачены артезианские бассейны древних платформ (Русской, Сибирской и Северо-Американской) и консолидированных межгорных впадин (Кузбасс, Донбасс и т. д.). Для них характерна мощность осадочного чехла, редко превышающая 4—5 км, и преобладание тектонических движений положительного знака. В штате Техас (США) нормальный гидростатический напор зафиксирован на глубине 5—6,5 км [Киссин, 1967]. Разгрузка из глубоких горизонтов местами (центральная часть Тунгусского артезианского бассейна) настолько велика, что бывает соизмеримой с разгрузкой из верхних горизонтов. Гидрогеодинамическая схема, свидетельствующая о распространении гидростатического напора на всю мощность осадочного чехла, показана на рис. 7.27.

Тенденция исторического развития артезианских бассейнов — внедрение вод инфильтрации. Модель гидрогеодинамического обособления нижнего этажа (И. К. Зайцев, А. Г. Ходьков и др.) представляет лишь определенный этап в истории артезианских бассейнов: она является частным случаем и не может претендовать на универсальность. Нередки более сложные случаи, когда в бассейне пластовых вод по вертикали гидростатический режим сменяется геостатическим, а затем снова гидростатическим. Подобная зональность гидрогеодинамического режима, в частности, имеет место в Восточном Предкавказье [Киссин, 1967; Барс, Глезер, 1970]. Тектонические напряжения и восходящая миграция флюидов из фундамента обычно не распространяются на весь бассейн пластовых вод. Режим глубинного типа чаще всего проявляется локально в тектонически подвижных участках.

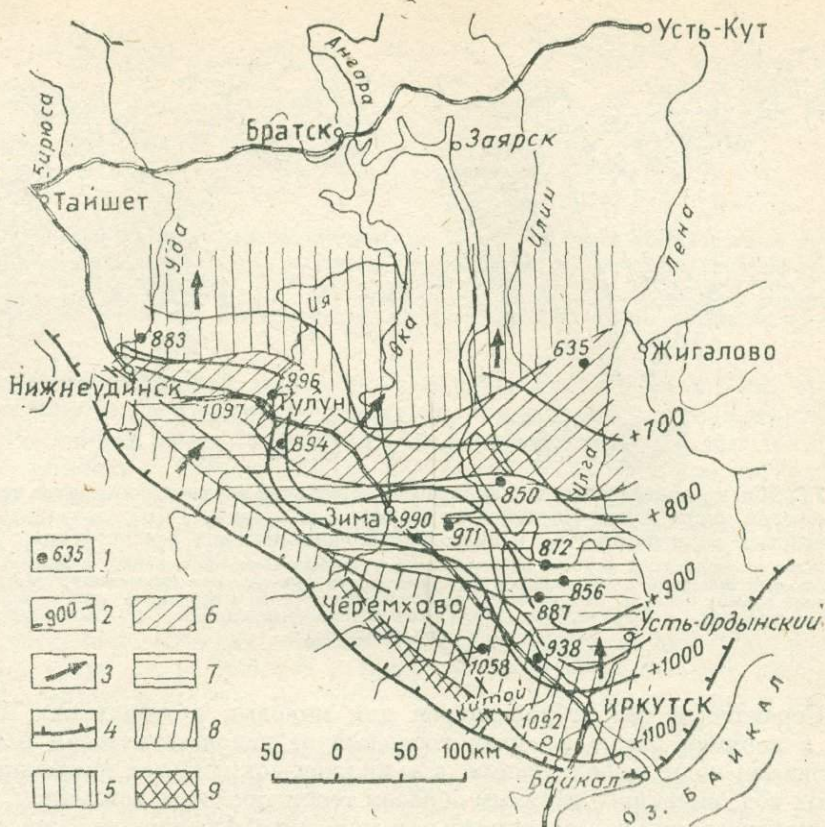


Рис. 7.27. Схема приведенных гидростатических уровней парфеновского рассолоносного горизонта (Ангара-Ленский артезианский бассейн).

1 — скважина (цифра — абсолютная отметка приведенного уровня); 2 — гидроизоэпезы через 100 м (цифра — абс. отметка, м); 3 — предполагаемое направление движения подземных вод; 4 — граница бассейна. Глубина опробования подземных вод (в абс. отметках), м: 5 — < -2500, 6 — от -2500 до -2000, 7 — от -2000 до -1500, 8 — от -1500 до -1000, 9 — < -1000.

7.7. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЕЕ АНОМАЛИИ

Бассейнам пластовых вод свойственна хорошо выраженная вертикальная гидрогеодинамическая зональность, заключающаяся в последовательной смене по вертикали зон с различным темпом водообмена. Места или участки, где она нарушается, принято называть аномалиями. Изменение интенсивности подземного стока носит закономерный характер. Это позволило Ф. А. Макаренко и Н. К. Игнатовичу еще на рубеже 30—40-х годов XX в. предложить трехзональное деление гидрогеодинамического разреза осадочной толщи. Это деление упоминалось в томе «Общая гидрогеология» и выглядит следующим образом:

1. Верхняя зона, находящаяся в сфере дренажа местной гидрографической сети и воздействия современных климатических факторов, называется зоной интенсивного (активного или свободного) водообмена. Подземные воды в этой зоне перемещаются со значительной скоростью; возобновление ресурсов подземных вод происходит за время от года до столетий и тысячелетий. Движущей силой подземных вод является гидростатический напор.

2. Средняя зона, будучи промежуточной, представляет собой зону замедленного (затрудненного) водообмена. В ней значение дренажа уменьшается и проявляются только вековые климатические циклы. Вследствие затухающей трещиноватости пород скорость движения подземных вод подавлена: возобновление ресурсов подземных вод происходит за десятки и сотни тысяч лет.

3. Нижняя зона охватывает наиболее глубокие части разреза бассейнов пластовых вод, в пределах которых дренаж скваживается весьма слабо и почти не отражается влияние климатических факторов. Возобновление ресурсов подземных вод происходит в масштабе геологического времени, т. е. за миллионы лет. Это зона пассивного (весьма затрудненного) водообмена, называемая иногда зоной «застойного» водного режима. Движение подземных вод происходит как вследствие гидростатического напора, так и за счет других причин — геостатического давления и внутренних сил.

Расчленение гидрогеодинамического разреза должно опираться на более конкретные параметры водоносных пластов. Вне сомнения, представление о вертикальных гидрогеодинамических зонах, связанных лишь положением базисов дренирования, нуждается в подкреплении показателями интенсивности возобновления ресурсов (Ф. А. Макаренко, Г. Н. Каменский, Г. А. Максимович), скорости движения (Б. И. Куделин) и возраста (А. М. Овчинников) подземных вод. Тогда с учетом истории развития и геологического строения бассейнов пластовых вод можно достаточно обоснованно подойти к выделению и установлению мощности зон водообмена.

Подобный способ применен при изучении гидрогеодинамической зональности Ангаро-Ленского артезианского бассейна, где хорошо прослеживаются зоны интенсивного, замедленного и пассивного водообмена (табл. 7.4).

В зону интенсивного водообмена включена водоносная толща наиболее трещиноватых пород, в которой активно сказывается дренирующее влияние рек. Она ограничивается первым ниже эрозионного вреза региональным водоупором и имеет мощность до 100—300 м. Периодичность возобновления ресурсов оценивается в среднем десятилетиями и столетиями, а у нижней границы зоны — измеряется первыми тысячелетиями, что отвечает скорости движения подземных вод более $n \cdot 10^{-2}$ м/сут (где $n = 1-9$) и коэффициенту водопроводимости пород выше $1 \text{ м}^2/\text{сут}$. Возраст подземных вод, определенный по гелиево-аргоновому отношению, сопоставим с продолжительностью периода водообмена. Эти два параметра, а также скорость подземных вод закономерно изменяются в зонах замедленного и пассивного водообмена (см. табл. 7.4).

Очень трудно бывает устанавливать мощность гидрогеодинамических зон, пос-

Таблица 7.4

Данные о скорости движения, продолжительности периода водообмена и возрасте подземных вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна

Подземные воды	Интервал глубин, м	Преобладающая скорость движения		Продолжительность периода водообмена, млн. лет	Среднее отношение $\frac{He}{Ag}$	Возраст подземных вод (с учетом поправки на пористость и радиогенный аргон), млн. лет
		м/сут	см/год			
Грунтовые	0—50	$> n \cdot n \cdot 10^{-1}$	$> 40\ 000$	$< 0,00005$	—	—
Интенсивного водообмена (без грунтовых вод)	До 100—300	$n \cdot 10^{-2}$	> 400	$< 0,001-0,05$	$< 0,0005-0,002$	$< 0,05-0,2$
Замедленного водообмена	От 100—300 до 700—1000	$n \cdot 10^{-2}-n \cdot 10^{-4}$	400—45	0,01—5	0,0005—0,1	0,05—10
Пассивного водообмена	От 700—1000 и более	$n \cdot 10^{-4}-n \cdot 10^{-6}$	< 45	5—50	0,1—1,0	10—100

кольку изменение подвижности подземных вод с глубиной определяется воздействием множества факторов. Основные из них — особенности геологической истории и коллекторские свойства пород, слагающих геологический разрез. В частности, регионально выдержанные водоупоры достаточно хорошо отбивают границы гидрогеодинамических зон.

Несколько иной подход к гидрогеодинамической зональности осадочных толщ мы видим у Г. Ю. Валукониса и А. Е. Ходькова (1973). Они также выделяют три зоны, которые, однако, различаются не по интенсивности водообмена, а по типу гидрогеодинамического режима.

1. Верхняя зона охватывает хорошо водопроницаемые толщи пород, в которых движущей силой подземных вод является гидростатический напор. Величина пластовых напоров зависит от положения областей питания, стока и разгрузки. В ней выделяются две подзоны — аэрации и фильтрации. Зона может отсутствовать в бассейнах пластовых вод, где господствует геостатический режим, сочетающийся с проявлением внутренних сил (см. рис. 7.25).

2. Средняя зона, включающая область переходных пластовых напоров и область геостатических пластовых давлений по схеме Ю. А. Ежова и Ю. П. Вдовина (см. рис. 7.24), отличается более высокими гидравлическими градиентами и преобладающим движением флюидов (воды, нефти, газа) снизу вверх. Основными напорообразующими факторами служат, кроме геостатического давления, гидравлические и вязкопластичные свойства пород.

3. Нижняя зона, пластовые давления в которой создаются в результате упругой релаксации водовмещающих пород и напряжениями тектонического генезиса, отличается пульсационным механизмом движения флюидов, обусловленным неравномерными тектоническими напряжениями осадочных толщ. От вышележащих эта зона отделяется обычно выдержанным водоупором. В областях альпийской складчатости она залегает непосредственно под верхней зоной.

В противовес классическим представлениям Ф. А. Макаренко, Н. К. Игнатовича и других схема гидрогеодинамических зон Г. Ю. Валукониса и А. Е. Ходькова носит умозрительный характер. Она, как и взгляды этих исследователей на гидрогеодинамику глубоких горизонтов, применима лишь к молодым бассейнам пластовых вод и является частным случаем, так как на древних платформах и в консолидированных толщах межгорных впадин выделяемая ими третья зона отсутствует. Поэтому схема Г. Ю. Валукониса и А. Е. Ходькова не получила широкого признания. В практике гидрогеологических исследований пользуются разделением на гидрогеодинамические зоны по интенсивности водообмена.

Массивам трещинных вод (гидрогеологическим массивам) свойственна раскрытая гидрогеологическая структура (см. «Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология»). Подземные воды находятся в приповерхностной трещиноватой части, мощность которой составляет 60—80, иногда 200 м. Ниже, за исключением тектонически ослабленных участков, кристаллические породы практически безводны. Следовательно, в гидрогеологических массивах происходит только свободный водообмен с поверхностью. Говорить о замедленном или пассивном водообмене нет оснований.

По существу, здесь мы имеем дело не с зональностью, а с поясностью — сменяющимися друг друга от вершины к подошве массива гидрогеодинамическими поясами. В отличие от рассмотренной гидрогеодинамической зональности бассейнов пластовых вод, которая является глубиной, в массивах трещинных вод речь идет о высотной гидрогеодинамической поясности. В качестве примера сошлемся на горные сооружения Забайкалья [Богданова, 1969; Степанов, 1959], где высотная гидрогеодинамическая поясность проявляется в изменении характера и скорости движения подземных вод по мере снижения абсолютных отметок (табл. 7.5).

В высокогорном поясе, располагающемся выше 1500 м абсолютной высоты, подземные воды перемещаются в пустотах, открытых трещинах

Схема высотной гидрогеодинамической поясности массивов трещинных вод Забайкалья
(по В. М. Степанову и Л. Л. Богдановой)

Наименование пояса (или зоны по В. М. Степанову)	Абсолютные отметки, м	Водопроводящие каналы	Скорость движения, м/сут
Высокогорный	>1500	Промежутки между глыбами, открытые трещины и зияющие пустоты	50—100
Среднегорный	От 800 до 1500	Частично заполненные обломочным материалом промежутки между глыбами и трещинами	От 10—50 до 50—100
Низкогорный	800	Прикрытые рыхлым покровом трещины, заполненные продуктами выветривания	10—50

и промежутках между глыбами в россыпях. Из-за большой крутизны склонов и хороших фильтрационных свойств пород скорость движения измеряется сотнями метров в сутки. На отметках от 1500 до 800 м, т. е. в среднегорном поясе, трещины и промежутки между глыбами частично заполнены обломочным материалом, а крутизна склонов уменьшается. Заметно снижается и скорость движения, которая, согласно В. М. Степанову, варьирует в пределах от 10—50 до 50—100 м/сут. В низкогорной зоне (ниже 800 м) фильтрационные свойства пород еще больше ухудшаются вследствие коагуляции трещин глинистыми продуктами выветривания, поэтому скорость движения подземных вод становится меньше 10—50 м/сут.

Такое разграничение во многом формальное. Другой недостаток рассмотренной схемы — произвольность абсолютных отметок границ поясов. Действительно, за пределами Забайкалья эти цифры совершенно иные. Поэтому более предпочтительно деление на пояса по комплексу показателей, интегрирующих гидрогеодинамические особенности отдельно для высокогорий, среднегорий и низкогорий с установлением для каждой такой горной страны водораздельного, склонового и долинного поясов [Писарский и др., 1976].

Б. И. Писарский с соавторами (1976) отмечают у таких «поясов подземного стока» следующие особенности:

1. Водораздельный пояс охватывает истоки рек в крутосклонной части горных хребтов. Подземный сток имеет временный характер, поэтому подземные воды образуют лишь локальные скопления. Родники немногочисленны и функционируют периодически.

2. Склоновый пояс обладает меньшими уклонами, появлением вод аллювия и значительной ролью родникового стока. Подземный сток наблюдается в течение всего года, но в период зимней межени значительно истощается и обеспечивается лишь подземными водами зон разлома.

3. Долинный пояс охватывает нижнее течение горных рек и характеризуется повсеместным развитием грунтовых вод в аллювии. Здесь выклинивается подрусловый сток почти со всей площади водосбора, обеспечивающий резкое возрастание общей величины подземного стока по сравнению со склоновым поясом (соотношение примерно 1 : 5).

Эта схема вертикальной поясности успешно используется не только в Прибайкалье, для которого она была предложена, но и в других горных странах.

Глубокие части кристаллических образований гидрогеологических массивов содержат лишь трещинно-жильные воды. Последние встречаются также в консолидированных осадочных толщах артезианских бассейнов. Они приурочены к тектонически ослабленным участкам, чаще всего разломам глубокого заложения. По таким «гидрогеологическим окнам» поднимаются снизу вверх подземные воды, генезис которых связан в значительной мере с процессами, происходящими в глубоких горизонтах зем-

ной коры и мантии. Однако это не обязательно седиментогенные или магматогенные воды: чаще выводятся инфильтрогенные воды, проникшие на большую глубину.

Разгрузка глубоких вод, их проникновение в верхние горизонты и на поверхность приводят к нарушению вертикальной гидрогеодинамической зональности и появлению гидрогеодинамических аномалий. Последние представляют собой очаги разгрузки напорных вод глубоких горизонтов. Поскольку гидрогеодинамические аномалии отличаются повышенными фильтрационными свойствами пород, к ним тяготеют месторождения подземных вод — пресных и особенно минеральных (термальных, соленых, углекислых и т. д.).

Примеры гидрогеодинамических аномалий, которые обнаруживаются по пьезоминимумам или очагам разгрузки, многочисленны. Это одиночные очаги (в виде, скажем, источника или гейзера), линии, участки и даже целые области разгрузки. Линейные пьезоминимумы выявлены вдоль протяженных разломов. Таковы «гидротермальная линия» вдоль подножия Копет-Дага и линейные выходы минеральных вод по окаймляющим разломам Рейнского грабена. Много открытых и скрытых очагов разгрузки, концентрирующихся в виде «участков» и «областей», встречается на Русской и Сибирской платформах, где по разломам выводятся соленые воды или рассолы.

Хорошими дренами осадочного чехла платформ служат внутриформационные впадины. Если они осложнены разломами и локальными поднятиями, ослабленными в осевых частях, то как раз тут весьма интенсивно идет разгрузка из самых глубоких горизонтов. К числу подобных впадин относятся Камско-Кинельская и Прикаспийская на Русской платформе. Разгрузка происходила здесь и в прошлом: она стала основной причиной образования в бортовых частях этих впадин нефтегазовых месторождений [Кротова, 1962].

Области разгрузки напорных подземных вод часто приурочены к долинам крупных и глубокооврезанных рек. На дренающую роль основных водных артерий Русской платформы (Волги, Камы, Оки) указывают М. А. Гатальский, А. И. Силин-Бекчурин, В. А. Кротова. Будучи дренами для зоны интенсивного водообмена, эти реки «подтягивают» также подземные воды из глубоких горизонтов с образованием так называемых «куполов» соленых вод, газовых и гидрогеотермических аномалий. Аналогичная картина наблюдается на Западно-Сибирской плите (Обь и Иртыш) и Сибирской платформе (Лена, Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Ангара и их притоки).

Особое значение имеют моря. Вдоль их береговой линии, чаще всего в шельфовой полосе, сосредоточены главные очаги разгрузки крупных артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. Здесь разгружаются одновременно подземные воды, движущиеся под гидростатическим напором с континента и выжимаемые из уплотняющихся толщ под дном морей. Поэтому шельфовая полоса как область комплексной разгрузки весьма благоприятна для образования различных месторождений полезных ископаемых (нефтегазовых, железорудных, редкометалльных). Подобной дренами является, в частности, впадина Каспийского моря, куда разгружается примерно $3,2 \text{ км}^3/\text{год}$ подземных вод, выносящих громадное количество солей — $23 \cdot 10^6$ млн. т/год [Зекцер и др., 1972].

Уникальными местами разгрузки существенно ювенильных вод являются зоны Беньюфа-Заварицкого и рифтовые зоны на дне морей и особенно океанов. Громадная разгрузка высокотемпературных рассолов, как уже отмечалось ранее, происходит в рифтовых впадинах на дне Красного моря.

Своеобразные гидрогеологические аномалии создаются в молодых артезианских бассейнах вследствие разрядки тектонических напряжений. Разрядка сопровождается так называемым гидровулканизмом. Гидровулканизм — проявление гидрогеодинамики бассейнов пластовых вод в эпохи усиления тектонической активности. В результате разрядки внут-

ренных напряжений происходит прорыв газово-жидкого раствора на поверхность с образованием грязевых вулканов. Под влиянием гидровулканизма снижаются аномально высокие давления. Грязевые вулканы свойственны областям альпийской складчатости (Туркмения, Закавказье и Предкавказье), где ассоциируются с нефтегазовыми месторождениями.

Гидровулканизм — закономерное явление ранних этапов развития артезианских бассейнов, отражающее геостатический и глубинный типы режима. Процессы гидровулканизма имели место в ордовике на Северо-Американской платформе и в триасе на Русской платформе. Явлениями гидровулканизма, вероятно, в прошлом сопровождалась трубка взрыва, рассекающие осадочный чехол Сибирской платформы.

7.8. ОСОБЕННОСТИ ДВИЖЕНИЯ ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

7.8.1. Количественная оценка гидродинамических процессов

Оценка скорости водообмена в нижних частях артезианских бассейнов долгое время проводилась без учета их специфики, в первую очередь вариаций плотности подземных вод. Исключением явилась работа А. И. Силина-Бекчурина (1941). В ней впервые сформулировано понятие о приведенном напоре:

$$H_{\text{пр}} = h\gamma + z \frac{\gamma + \gamma'}{2},$$

где $H_{\text{пр}}$ — приведенное гидростатическое давление на выбранной плоскости сравнения O , м (вод. ст.);

h — пьезометрический напор на плоскости n , середине водоносного горизонта, м;

γ — удельный вес жидкости на плоскости n , г/см³;

z — расстояние между плоскостью n и плоскостью сравнения O , мм;

γ' — удельный вес жидкости на плоскости сравнения O , г/см³.

В последующие годы идея приведенных напоров развивалась в трудах большого числа исследователей, в основном по линии разработки методов их вычисления, построения пьезометрических карт. При этом естественным было стремление усилить позитивное содержание методов построений.

Так, с целью сведения к минимуму погрешностей определения приведенного давления за счет изменения удельного веса рассолов использовано выделение промежуточных плоскостей сравнения с учетом влияния температуры и давления [Пиннекер, 1966]. Корректировка достигнута разбивкой водоносного горизонта параллельными плоскостями на несколько горизонтальных сечений. Формула А. И. Силина-Бекчурина была преобразована следующим образом:

$$H_{\text{пр}} = h\gamma + \Delta z_1 \cdot \gamma_1 + \Delta z_2 \cdot \gamma_2 + \dots + \Delta z_{n-1} \cdot \gamma_{n-1} + \Delta z_n \cdot \gamma_n,$$

где $\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_{n-1}, \gamma_n$ — средний удельный вес жидкости, заключенный между плоскостями сечения; $\Delta z_1, \Delta z_2, \dots, \Delta z_{n-1}, \Delta z_n$ — расстояние между плоскостями. Видоизмененная формула позволяет более оптимально оценить удельный вес жидкости γ' на плоскости сравнения O .

Следует отметить, что анализ гидродинамической обстановки на основе приведенных напоров нередко приводит к противоречивым результатам. В частности, известно, что Урал практически не влияет на динамику и режим подземных вод Волго-Камского артезианского бассейна, а влияние Бол. Кавказа сказывается только на первых десятках километров Предкавказья. По данным других исследователей, градиенты напоров, оцененные по описываемой методике, обуславливают за геологическое время ощутимое продвижение подземных вод в глубоких горизонтах.

Чтобы понять источник проблем, возвратимся к сущности метода. А. И. Силин-Бекчурин определил приведенный напор как потенциальную функцию тока, т. е. функцию, определяющую движение подземных вод. Предложенная расчетная формула учитывала изменения плотности (ρ) подземных вод и гипсометрическое положение водоносного слоя. Метод справедлив только в том случае, если границы раздела вод разной плотности горизонтальны, т. е. $\frac{\partial \rho}{\partial x} = 0$ в любой точке исследуемой области.

Отметим, что этого условия тоже недостаточно. Надо еще, чтобы $\frac{\partial \rho}{\partial z} \geq 0$ (ось направлена вниз). Введение этого ограничения объясняется тем, что в противном случае вся система окажется механически неравновесной в поле тяготения независимо от приложенных внешних сил. В первый период большинство исследователей не обращали внимания на это ограничение.

Разностороннее обобщение по гидродинамике в глубоких горизонтах выполнено А. Е. Гуревичем (1980). Им справедливо акцентируется внимание на необходимости правильного учета изменения плотности воды с глубиной. Отмечается, что при изменении минерализации подземных вод в горизонтальном направлении разность приведенных напоров будет неоднозначной; оценка ее может быть выполнена через неопределенность интеграла в формуле приведения. Но это представляется неправомерным. Чем больший район мы возьмем и чем сложнее в данном бассейне гидрохимическая обстановка, тем больше будет рассчитанная по его методу неопределенность. Однако всегда можно выбрать некоторую область, где метод окажется с точки зрения А. Е. Гуревича применимым, и таких областей может оказаться сколь угодно много. Однако объединение их не исключает получения отрицательного результата. Из этого следует, что исследуемая область скорее всего разобщена, в ней существует несколько гидрогеологических районов с различными условиями формирования полей минерализации и пластовых давлений. Вообще, принимая любой из методов, основанный на определении функции $\gamma = f(z)$ для всей исследуемой области, мы почти всегда будем допускать ошибку, которую можно значительно уменьшить методом последовательного приведения.

Все это легко показать на примере. В сообщающиеся сосуды налиты жидкости разных плотностей, но с равным общим весом относительно нижней точки. Естественно, что никакого движения происходить не может — система строго равновесна. По А. Е. Гуревичу здесь существует какая-то неопределенность — на одних и тех же отметках находятся жидкости разной плотности.

Действительно, если пользоваться единым законом изменения плотности с глубиной, так и будет. Если же последовательно приводить давления по «реальному» пути, всякая неоднородность исчезнет.

Несмотря на существенные разногласия между различными исследователями, в главном они единодушны — если существует градиент напора или любая движущая сила независимо от ее происхождения, то существует и движение подземных вод, причем оно подчиняется законам движения ньютоновских жидкостей (закону Дарси) при любых значениях силы.

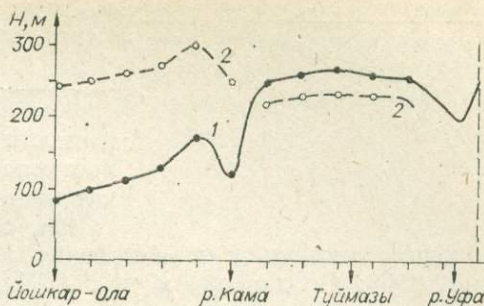
7.8.2. Неотектоника и пьезометрическая поверхность

Отрицание влияния неотектонических подвижек на современное положение пьезометрической поверхности глубоких подземных вод обычно обосновывается тем, что скорости вертикальных движений земной коры очень малы, и релаксация возникающих градиентов должна происходить практически параллельно их образованию. Повсеместно предполагается упругий закон фильтрации, на основании которого и проводились все расчеты.

Работами ВСЕГИНГЕО выявлено, что крупные платформенные поднятия одновременно являются областями наибольших напо-

Рис. 7.28. Схематический профиль по линии Йошкар-Ола — Туймазы — Уфа (токатинская свита).

1 — амплитуды неотектонических движений;
2 — значения приведенных напоров.



ров, хотя никак не могут быть областями питания глубоких горизонтов по всем гидрогеологическим показателям.

Так, на профиле Йошкар—Ола—Туймазы—Уфа кривые новейших тектонических движений и приведенных напоров верхне-среднедевонского водоносного горизонта располагаются почти параллельно друг другу (рис. 7.28). Можно полагать, что при выполнении положений уругой теории фильтрации релаксация градиента в 0,0005, образовавшегося в течение 2—4 млн. лет, несомненно, должна была полностью завершиться (западная часть профиля). Фактически же градиент приведенной пьезометрической поверхности за этот период уменьшился лишь на 1/3 от градиента тектонических движений. В восточной половине профиля, где градиенты тектонических движений были невелики, форма обеих поверхностей почти полностью совпадает (в пределах точности имеющихся данных), т. е. релаксация уклонов, возникающих за счет тектонических движений, не произошла. Можно сделать вывод, что в данном районе возникший градиент недостаточен для начала латеральной фильтрации. Частичную релаксацию можно объяснить, например, изменением характеристик порового пространства под влиянием изменения эффективного давления в пласте. Эти изменения, по-видимому, происходят весьма медленно и заметно проявляются только в течение геологического времени.

Отметим следующий интересный факт. В различных тектонических районах в зависимости от состава пород, глубины и других факторов разница между приведенными напорами, исчисленными от одной и той же плоскости сравнения, и амплитудами неотектонических движений оказывается существенно различной и сохраняется длительное время. Это указывает на то, что поле пластовых давлений в каждом отдельном тектоническом районе формируется независимо, и при небольших уклонах водообмена между ними в естественных условиях не происходит. Аналогичный вывод получается и при рассмотрении района Томск—Тара—Колпашево на юге Западной Сибири. Нами специально выбраны районы и горизонты со сравнительно небольшими амплитудами движений.

Если высказанные положения верны, то следует признать, что подземные воды глубоководящих горизонтов обладают достаточно выраженными реологическими свойствами. Для приведения их в движение нужно приложить определенную силу (создать дополнительный градиент напоров), обусловленную наличием начального градиента фильтрации, причем для названных районов его величина по крайней мере не меньше $5 \cdot 10^{-4}$.

Такие градиенты характерны для глубоких частей большинства седиментационных бассейнов, и, следовательно, латеральная фильтрация здесь носит, по меньшей мере, ограниченный характер, проявляясь лишь там, где создаются значительные градиенты напоров.

Вероятно, выше начального существует некоторый диапазон градиентов, где движение подземных вод, хотя и существует, но не подчиняется закону Дарси, лежащему в основе практически всех расчетных формул и методов гидрогеодинамики. Не исключено, что в этом диапазоне скорость зависит не только от приложенной силы, но и от времени ее воздействия (последнее пока из области предположений). По-видимому, единственными путями гравитационного движения подземных вод в глубоких частях артезианских бассейнов остаются ослабленные зоны повышенной проони-

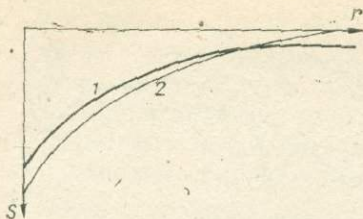


Рис. 7.29. Депрессионные кривые, построенные при отсутствии (1) и наличии (2) начального градиента фильтрации.

даемости (разломы и др.), так как в естественных условиях вертикальные градиенты значительно больше горизонтальных.

Из сказанного вовсе не следует, что необходимо отказаться от построения карт приведенных напоров [Боревский, 1969; Бондаренко и др., 1971]. Они полезны для качественного анализа гидрогеологических условий.

Важен следующий вывод. Если существует начальный градиент фильтрации, то форма депрессионной воронки при эксплуатации не должна отличаться от рассчитанной традиционными методами (рис. 7.29). Действительно, из основных расчетных формул предполагается, что фильтрация начинается мгновенно после возмущения во всей области водоносного пласта. Фактически же предварительно должен быть достигнут некоторый начальный градиент, а до того весь отбор будет формироваться в меньшей области. Это приведет к увеличению расчетного понижения во внутренних областях и уменьшению его во внешней.

7.8.3. Формирование гидрогеодинамических полей

В древних породах поле пластовых давлений является во многом унаследованным и, следовательно, относительные напоры на поднятиях будут выше, чем во впадинах, что создает ложное впечатление о наличии области питания в пределах первых и области разгрузки в пределах вторых. Для приведения в действие механизма поднятия требуется усилие, превышающее геостатическое давление. В условиях затрудненного оттока жидкости в водоносном пласте развиваются значительные напряжения, и пластовое давление в определенных условиях может даже превысить геостатическое. Высокие пластовые давления и наличие воды могут создать условия для естественного гидроразрыва пластов, в первую очередь в направлении действия наибольшей сжимающей силы. Этот разрыв, естественно, произойдет в наиболее ослабленных частях — зонах растяжения и зонах тектонических нарушений, в результате чего образуются зоны вторичной трещиноватости, а по зонам тектонических нарушений — каналы связи между горизонтами или с поверхностью.

Разрыв сплошности сопровождается падением пластового давления, что приводит к закрытию части вновь образованных трещин и сохранению более крупных из них в направлении наибольшего напряжения (обычно субвертикальных). В результате в пределах поднятия образуется область повышенной проницаемости, особенно на крыльях складки, где растягивающие усилия служат наиболее рациональным местом для заложения водозаборных скважин.

В молодых слаболитифицированных породах формирование пластовых давлений и проницаемости происходит несколько иначе. Как и в первом случае, рост антиклинальной складки требует приложения значительных усилий. Результатом этого процесса явится сжатие глинистых прослоев и выдавливание из них воды, но отток воды в прилегающие впадины будет затруднен. Следствием этого будет образование зон АВПД. Соотношение напоров во впадинах и поднятиях зависит от многих причин, но в любом случае напоры, замеренные на поднятиях, не могут характеризовать средние условия для бассейна и не должны использоваться при построении гидрогеодинамических карт. Естественный гидроразрыв может произойти даже в весьма пластичных породах, которые в противном случае просто компенсированно изогнулись бы.

Если тектонические силы действуют не вертикально, то и направление зон разрывов и трещин также будет отклоняться от этого направления.

С подобным явлением мы столкнулись при проходке Кольской сверхглубокой скважины, где на глубинах свыше 5 км под давлением надвигающегося по шарьяжу блока образовалась мощная зона вторичной трещиноватости в субгоризонтальном направлении, причем геостатическая нагрузка оказалась недостаточной для закрытия этих трещин.

8. ПРОГНОЗЫ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

8.1. НАЗНАЧЕНИЕ И ТИПЫ ПРОГНОЗОВ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Одна из основных задач гидрогеологических исследований — прогноз возможных изменений гидрогеологических условий под влиянием естественных и искусственных факторов. Такие прогнозы могут стать реальными, лишь когда изучены и количественно охарактеризованы основные процессы формирования подземных вод, т. е. выявлены основные факторы, определяющие режим подземных вод. Во многих случаях требуемые прогнозы должны складываться из составленных отдельно прогнозов естественного и нарушенного режимов. Чаще всего для практических целей требуется знать минимальные, максимальные и среднегодовые значения уровней подземных вод, дебитов источников, расходов потока и изменений качества воды во времени как в течение года, так и за многолетие (особенно для наиболее изменчивых во времени грунтовых вод). Назначение таких прогнозов различно:

1. Планирование строительства и эксплуатация сооружений (определение глубин фундаментов, противодиффузионных мер, оценка возможности подтопления подвалов в зависимости от глубин залегания грунтовых вод).

2. Планирование поливов на орошаемых землях и севооборотов сельскохозяйственных культур во внеорошаемой зоне применительно к оптимальным для каждой культуры глубинам залегания грунтовых вод. Установлено, например, что наилучшие урожаи картофеля и кукурузы получаются при глубинах залегания грунтовых вод 1,5—2 м, кормовых трав — 0,7—0,8 м, капусты — 1,6—1,8 м, овощей — 1,2—1,4 м, пшеницы — 2,2 м и т. д.

3. Прогнозы сезонных колебаний водопритоков в шахты, а также возможных колебаний дебитов источников, используемых для водоснабжения и орошения. Определение наиболее вероятной продолжительности периодов мало- и многоводных лет в целях рационализации использования подземных вод.

4. Прогнозы минимальных расходов рек для целей судоходства, лесосплава и гидроэнергетики (для рек, меженный сток которых обеспечен в основном их подземным питанием).

5. Прогнозы возможной активизации некоторых инженерно-геологических процессов и явлений (например, оползней).

Типизация прогнозов режима подземных вод проводится по различным критериям: а) генезису прогнозируемых элементов, б) заблаговременности составления прогнозов, в) масштабу прогнозируемых элементов, г) составу прогнозируемых параметров.

По генезису прогнозируемых элементов режима прогнозы подразделены на прогнозы естественного и слабонарушенного режима, сильнонарушенного и искусственного режима, критериями для выделения которых может служить достаточность для составления достоверных прогнозов соответственно либо только естественных, либо естественных и искусственных факторов одновременно, либо только искусственных факторов.

Требования к достоверности прогнозов и методам их составления зависят в основном от заблаговременности прогнозов, практического их назначения, физической и методической возможности их составления.

По заблаговременности составления прогнозов они подразделяются на экстренные (1—15 сут.), краткосрочные (0,5—1,5 мес.), сезонные (1,5—12 мес.), долгосрочные (1—3 года) и сверхдолгосрочные (свыше 3 лет). Точность и методы составления таких прогнозов различны. Так, экстренные прогнозы составляются на связях с уже наблюдавшимися «сработавшими» факторами с учетом лишь времени запаздывания их воздействия. Краткосрочные прогнозы базируются на связях с факторами, по которым составляются прогнозы гидрометеорологической службой, сезонные — на существующих связях между известной на момент составления прогнозов и неизвестной частями режимобразующих факторов и инерционных свойствах водоносных горизонтов. Долгосрочные же и сверхдолгосрочные прогнозы строятся на инерционных свойствах водоносных систем, установленных закономерностях формирования многолетнего режима подземных вод или выявленных тенденций в основных режимобразующих процессах.

Помимо перечисленных временных или календарных прогнозов выделяются вероятностные прогнозы, характеризующие возможные изменения уровней или расходов подземных вод без указания конкретного срока их наступления, базирующиеся на статистическом анализе гидрогеологических наблюдений.

По масштабу прогнозируемых явлений прогнозы подразделяются на точечные (т. е. для отдельных скважин, родников и т. п.) и площадные. При этом последние делятся на локальные, региональные и глобальные.

По составу прогнозы могут быть однопараметрическими (например, только среднегодовое или максимальное весеннее значение уровня) и комплексными (значения уровней, температур, химический состав), а по назначению — общие и специализированные, т. е. для разностороннего использования и для отдельных конкретных потребителей применительно к их частным запросам.

8.2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗОВ РЕЖИМА УРОВНЕЙ И РАСХОДОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Методы прогнозов можно подразделить на гидродинамические, вероятностно-статистические, балансовые и аналогии.

Из гидродинамических методов наиболее распространены расчеты независимого спада дебитов или уровней подземных вод по известному уравнению Майз-Буссинеска для двух случаев: 1) когда мощность водоносного горизонта достаточно велика и изменением ее можно пренебречь; 2) когда мощность его соизмерима с амплитудами колебаний уровня.

Изменение дебита источника описано уравнениями:

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (\text{для первого случая}), \quad (8.1)$$

$$Q = \frac{Q_0}{(1 - \alpha t)^2} \quad (\text{для второго случая}), \quad (8.2)$$

где Q — дебит источника на любой момент независимого режима; Q_0 — дебит источника в начальный момент его спада; α — коэффициент истощения водоносного горизонта; t — продолжительность спада дебита.

Коэффициент истощения определяется по формулам:

$$\alpha = \frac{\pi^2 k h_{\text{ср}}}{4\mu \alpha^2} \quad (\text{для первого случая}), \quad (8.3)$$

$$\alpha = 5,772 \frac{k f}{4\mu \alpha^3} \quad (\text{для второго случая}), \quad (8.4)$$

где k — коэффициент фильтрации;
 $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность водоносного горизонта;
 μ — водоотдача пород;

f — площадь вертикального сечения потока грунтовых вод от места выхода источника до водораздела;

α — расстояние от источника до водораздела.

Для большинства случаев, когда уровни грунтовых вод характеризуются четкими сезонными подъемами и спадами, закономерность их спада также может быть охарактеризована уравнением Майэ-Буссинеска, которое по аналогии с (8.1) можно записать в следующем виде:

$$H = H_0 \cdot e^{-\alpha \Delta t}, \quad (8.5)$$

где H — искомое превышение уровня грунтовых вод над базисом их разгрузки;

H_0 — наблюдавшееся превышение уровня грунтовых вод относительно того же уровня базиса разгрузки;

Δt — промежуток времени между наблюдавшимся и прогнозируемым уровнем грунтовых вод.

Данное уравнение может быть использовано для прогнозов предвешнего и осеннего минимума уровня грунтовых вод. При этом за H_0 можно принять мощность дренируемого водоносного горизонта в момент устойчивого перехода температур воздуха через 0° , т. е. в момент, когда питание подземных вод уже практически исключено. За H принимается искомая дренируемая мощность водоносного горизонта в период минимума (превышение уровня над базисом дренирования).

Коэффициент истощения определяется по наблюдавшемуся периоду независимого спада уровня по уравнению

$$\alpha = \frac{\ln H_1 - \ln H_2}{t_2 - t_1}, \quad (8.6)$$

где H_1 и H_2 — мощности водносного горизонта в любые наблюдавшиеся промежутки времени t_1 и t_2 .

При сравнительно однородном строении зоны, осушаемой при спаде уровня грунтовых вод, однажды определенный коэффициент истощения водоносного горизонта принимается постоянным для всего периода прогноза (как для одного сезона, так и для ряда лет, примерно равной водности). В тех же случаях, когда осушаемая зона существенно разнородна, коэффициенты истощения определяются отдельно для каждой осушаемой литологической разновидности пород.

Особенно значительные изменения коэффициента истощения наблюдаются в карстовых и неравномерно трещиноватых породах, в связи с чем графики снижения уровней или дебитов на первом этапе характеризуют истощение крупных каверн, каналов и трещин, на втором — более мелких пустот и трещин, и на третьем — осушение пор и мельчайших трещин.

В зависимости от этого могут быть различны не только коэффициенты истощения на каждом из трех периодов спада дебитов или уровней, но и законы их спада. В пористой среде графики $H = f(\lg t)$ и $Q = f(\lg t)$ прямолинейны, что может быть использовано для прогноза. В карстовых и трещиноватых породах такие графики нередко имеют один-два перегиба, соответствующие периодам истощения сначала крупных каналов и каверн, затем — крупных трещин и далее — мелких трещин и пор основных блоков пород. Данный способ прогноза предусматривает отсутствие существенного питания подземных вод в период всего независимого спада уровней или дебитов подземных вод.

Очень распространено применение гидродинамических методов прогнозов при прогнозировании подъема уровней подземных вод под влиянием подпора в прибрежных зонах (Г. Н. Каменский, Н. Н. Биндеман, Н. Н. Веригин, В. М. Шестаков и др.). Граничные условия в этих случаях схематизируются полуограниченным пластом или пластом-полосой в различных вариациях (с перемещением береговой линии или без перемещения, с мгновенным подъемом уровня или по какому-либо закону, с учетом или без учета инфильтрации и т. д.). Для каждой из расчетных

схем имеются соответствующие уравнения, но во всех случаях прогнозная величина уровней зависит от величины исходного подпора и затухает в глубь берега со сдвигом экстремальных положений уровней во времени. Поэтому данный вид прогнозов прямо зависит от точности и заблаговременности составления гидрологических прогнозов.

Область применения гидродинамических прогнозов ограничена, так как в большинстве случаев режим подземных вод формируется под одновременным влиянием нескольких различных факторов, точный учет которых весьма затруднен. Ограничено применение и балансовых методов прогнозов, так как получить информацию об основных элементах баланса с необходимой заблаговременностью в большинстве случаев не представляется возможным, что прежде всего связано с малой заблаговременностью и низкой достоверностью гидрометеорологических прогнозов и ограниченным объемом балансовых гидрогеологических исследований. В связи с этим основными методами прогнозов режима подземных вод являются вероятностно-статистические и гидрогеологической аналогии, которые базируются на установленных за период предыдущих длительных наблюдений многолетних закономерностях режима подземных вод и корреляционных связях основных параметров режима подземных вод с определяющими их факторами.

Наибольшее распространение получили вероятностно-статистические методы прогноза, позволяющие учитывать при расчетах лишь главные режимообразующие факторы. В основу данных прогнозов кладутся обычно парные и множественные корреляционные связи уровней или расходов подземных вод с основными метеорологическими факторами. Расчеты ведутся чаще всего по линейным уравнениям парной или множественной корреляции [Ковалевский, 1974; Коноплянец, Семенов, 1974]; теснота корреляционных связей оценивается соответственно по коэффициентам парной или множественной корреляции.

Связь называется линейной, если она отражает зависимость одной переменной от другой (т. е. парная корреляция) в виде прямой линии на графике, описываемой при нормальном законе распределения переменных x и y уравнением регрессии:

$$y_i - \bar{y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - \bar{x}), \quad (8.7)$$

где \bar{y} и \bar{x} — средние (чаще всего среднемноголетние) значения соответственно зависимой и независимой переменных;

y_i и x_i — частные значения (за какой-то год) этих же переменных;

r — коэффициент корреляции, оценивающий тесноту связи и определяемый по формуле:

$$r = \frac{\sum (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2 \sum (x_i - \bar{x})^2}}, \quad (8.8)$$

σ_x и σ_y — среднеквадратические отклонения от средних величин соответственно x и y , определяемые по формулам:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}, \quad (8.9)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}. \quad (8.10)$$

Квадрат коэффициента корреляции называют коэффициентом детерминации ($D = r^2$), который также отражает тесноту связи переменных в процентах. Так, при $r = 0,7$; $D = 0,49$, т. е. величина y на 49% связана с x линейно, а на 51% x и y независимы. Весьма тесной связь считается обычно при $|r| > 0,85$, когда x и y связаны на 75% и более. При $0,7 < |r| < 0,85$ связь считается удовлетворительно тесной и слабой при $r < 0,7$.

Коэффициент уравнения связи $b_y = r\sigma_y/\sigma_x$, называемый эмпирическим коэффициентом регрессии, проверяется по уравнению

$$\sigma b_y = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \sqrt{\frac{1-r^2}{n-3}}. \quad (8.11)$$

При соблюдении соотношения $y_\sigma > 3\sigma b_y$ вычисленный коэффициент регрессии не случайно отличается от нуля, а имеет существенное значение.

Парная связь может быть и нелинейной: логарифмической, параболической, экспоненциальной и др. В зависимости от этого подобранные к полученной эмпирическим путем криволинейной связи уравнения могут иметь различный вид:

$$y = \lg x; y = ax^2; y = a + bx^\alpha; y = a \cdot e^{bx}; y = \frac{1}{a+bx} \text{ и т. д.}$$

Анализ таких зависимостей производится так же, как и линейных, если имеется возможность приведения их к линейным, например, путем логарифмирования или методом замены переменных.

Наиболее общими и частыми в режиме подземных вод являются множественные связи, в которых прогнозируемая или искомая переменная y зависит от серии зависимых или независимых друг от друга переменных x_i . В общей форме такая связь выражается уравнением

$$y = f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n), \quad (8.12)$$

или для случая линейных связей уравнением регрессии

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \dots + a_nx_n, \quad (8.13)$$

где $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ — значения отдельных факторов или независимых переменных, активно влияющих на прогнозируемый элемент y или зависимую переменную; $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ — коэффициенты уравнения.

Множественные связи также можно выявлять аналитическим или графическим путем.

Как известно, коэффициенты корреляции имеют значения от -1 до $+1$ ($-1 < r < +1$). Отрицательные их значения указывают на наличие обратной связи зависимой и независимой переменных, а положительные — прямой.

Уравнение регрессии для зависимой переменной Z от двух независимых переменных x и y имеет вид:

$$z_i - \bar{z} = \frac{r_{xz} - r_{yz} \cdot r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_x} (x_i - \bar{x}) + \frac{r_{yz} - r_{xz} \cdot r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_y} (y - y_0), \quad (8.14)$$

где r_{xz} , r_{xy} и r_{yz} — парные коэффициенты корреляции между соответствующими переменными; σ_z , σ_x и σ_y — среднеквадратические отклонения от средних величин z , x и y .

Общий коэффициент корреляции величины z от x и y имеет вид:

$$R = \sqrt{\frac{r_{xz}^2 + r_{yz}^2 - 2r_{xy} \cdot r_{xz} \cdot r_{yz}}{1 - r_{xy}^2}}. \quad (8.15)$$

Значения коэффициентов корреляции парных связей при наличии реально воздействующего третьего фактора могут существенно искажаться. Для исключения этих воздействий оцениваются частные коэффициенты корреляции. Так, частные коэффициенты корреляции x и z при исключении влияния на них y оцениваются по формуле

$$r_{xz(y)} = \frac{r_{xz} - r_{xy} \cdot r_{yz}}{\sqrt{(1 - r_{xy}^2)(1 - r_{yz}^2)}}. \quad (8.16)$$

Например, при $r_{xz} = 0,78$ и $r_{zy} = 0,86$, $r_{xz(y)} = 0,1$.

Чтобы исключить влияние факторов на тесноту связей и коэффициенты уравнения регрессии, их выбирают для множественной корреляции лишь после проведения парной корреляции всех предварительно отобранных для прогноза факторов поочередно как с y , так и между собой. Для последующих расчетов используются лишь те факторы, которые несущественно связаны между собой и существенно с y .

Расчеты уравнений регрессии для трех, четырех и более независимых факторов более трудоемки и выполняются на вычислительных машинах. Так, например, исходное уравнение при четырех независимых переменных x_1, x_2, x_3 и x_4 может быть записано в виде

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + b_4x_4,$$

где a, b_1, b_2, b_3, b_4 — коэффициенты уравнения, которые могут быть найдены из решения системы нормальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} b_1 \Sigma x_1^2 + b_2 \Sigma x_1 x_2 + b_3 \Sigma x_1 x_3 + b_4 \Sigma x_1 x_4 &= \Sigma y x_1 \\ b_1 \Sigma x_1 x_2 + b_2 \Sigma x_2^2 + b_3 \Sigma x_2 x_3 + b_4 \Sigma x_2 x_4 &= \Sigma y x_2 \\ b_1 \Sigma x_1 x_3 + b_2 \Sigma x_2 x_3 + b_3 \Sigma x_3^2 + b_4 \Sigma x_3 x_4 &= \Sigma y x_3 \\ b_1 \Sigma x_1 x_4 + b_2 \Sigma x_2 x_4 + b_3 \Sigma x_3 x_4 + b_4 \Sigma x_4^2 &= \Sigma y x_4 \end{aligned} \right\} \quad (8.17)$$

где $\Sigma x_1^2, \Sigma x_1 x_2$ и т. д. — суммы квадратов и произведений факторов, выбранных за многолетие.

Коэффициенты регрессии находятся из следующих уравнений:

$$\left. \begin{aligned} b_1 &= \frac{\Sigma y x_1 - b_2 \Sigma x_1 x_2 - b_3 \Sigma x_1 x_3 - b_4 \Sigma x_1 x_4}{\Sigma x_1^2} \\ b_2 &= \frac{\Sigma y x_2 A - b_3 \Sigma x_2 x_3 A - b_4 \Sigma x_2 x_4}{\Sigma x_2^2} \\ b_3 &= \frac{\Sigma y x_3 B - b_4 \Sigma x_3 x_4 B}{\Sigma x_3^2 B} \\ b_4 &= \frac{\Sigma y x_4 C}{\Sigma x_4^2 C} \end{aligned} \right\} \quad (8.18)$$

Требуемые для расчета члены уравнения с индексами A, B и C приведены в работе В. С. Ковалевского (1974).

Теснота парных нелинейных и множественных связей оценивается с помощью корреляционного отношения:

$$R = \sqrt{1 - \frac{S_y^2}{\sigma_y^2}} \quad (8.19)$$

Здесь S_y — мера точности уравнения регрессии, или ошибка прогноза, определяемая по уравнению

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (y_i - y_{Pi})^2}{n - m}} \quad (8.20)$$

где y_i — наблюдавшиеся фактические значения зависимой переменной или прогнозируемого элемента за ряд лет n ;

y_{Pi} — величины зависимой переменной, вычисленные по уравнению регрессии;

n — число членов ряда, по которому получена связь;

m — число степеней свободы, характеризующее вид уравнения регрессии и равное числу его постоянных членов (так, для уравнения парной корреляции $m = 2$, тройственной корреляции $m = 3$ и т. д.).

Значения $|r|$ и R , равные или близкие 1, свидетельствуют о наличии функциональной или почти функциональной связи. Сравнение тесноты связи различных случаев по величине коэффициента корреляции не всегда правомерно, так как его значение (даже при тесной связи) в значительной степени зависит от длины ряда измерений, использованных для его расчета.

Вероятная ошибка коэффициента корреляции S_R может быть оценена по уравнению

$$S_R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}. \quad (8.21)$$

Доля участия каждого фактора в варьировании прогнозируемого параметра y оценивается через коэффициент детерминации:

$$D = R^2 = \beta_1 r_{yx_1} + \beta_2 r_{yx_2} + \dots + \beta_k r_{yx_k}, \quad (8.22)$$

где $\beta_1 = b_1 \sigma_{x_1} / \sigma_y$; $\beta_2 = b_2 \sigma_{x_2} / \sigma_y$ и т. д. (b_1, b_2, \dots — коэффициенты уравнения регрессии).

Слагаемые данной суммы в процентах оценивают роль различных факторов, а $1 - R^2$ — долю участия случайных или неучтенных факторов.

Существующие аналитические формы решения множественной корреляции рассчитаны на наличие линейных или почти линейных связей. При нелинейных зависимостях режима подземных вод от режимобразующих факторов может быть использован графический метод множественной корреляции [Озябкин, Коноплянцева, 1967].

Нелинейные парные корреляционные связи аппроксимируются обычно параболическим уравнением связи (8.23)

$$\bar{y}_x = a + bx + cx^2, \quad (8.23)$$

где \bar{y}_x — частные средние значения y , соответствующие различным заданным значениям x ; a, b, c — постоянные коэффициенты.

Коэффициенты a, b и c определяют из системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} an_x + b \sum n_x x + c \sum n_x x^2 &= \sum n_x \bar{y}_x \\ a \sum n_x x + b \sum n_x x^2 + c \sum n_x x^3 &= \sum n_x \bar{y}_x x \\ a \sum n_x x^2 + b \sum n_x x^3 + c \sum n_x x^4 &= \sum n_x \bar{y}_x x^2 \end{aligned} \right\}. \quad (8.24)$$

Важным инструментом установления корреляционных связей режима подземных вод с различными факторами является кросс-корреляционный или взаимно-корреляционный анализ, представляющий собой серию расчетов парных корреляционных связей между двумя рядами x и y с постоянно увеличивающимся сдвигом τ . По максимумам кросс-корреляционной функции можно установить величину временного сдвига воздействия ряда x на ряд y , оценить при этом максимальный коэффициент корреляции связи x и y с учетом временного сдвига и вскрыть существующую в обоих рядах аналогичную цикличность. Кросс-корреляционный анализ может служить основой и прогнозирования режима подземных вод с заблаговременностью, равной установленному временному сдвигу τ (при значимом x). Определение величины временного сдвига зависимой переменной (y) от независимой (x) производится по уравнению [Кайсл, 1972]

$$R_{xy(\tau)} = \lim_{T \rightarrow \infty} T^{-1} \int_0^T x(t) y(t + \tau) dt, \quad (8.25)$$

где T — период колебаний; τ — сдвиг фаз колебаний зависимой переменной (y) от независимой (x) в течение периода наблюдений t . Рабочая формула для расчета нормированной взаимной корреляционной функции

имеет вид:

$$r_{xy(\tau)} = \frac{\sum_{i=1}^{N-\tau} (x_i - \bar{x})(y_{i+\tau} - \bar{y})}{(n-\tau) \sigma_x \sigma_y}, \tau = 0, 1, \dots, m. \quad (8.26)$$

Для выбора наиболее информативных факторов производится оценка весовой их роли в формировании прогнозируемого параметра режима через коэффициент детерминации, который характеризует вклад каждого фактора (в %) в формирование величины прогнозируемого параметра. Весовая роль факторов может быть определена также предварительно методами факторного анализа. Статистическая значимость коэффициентов корреляции оценивается по известным в математической статистике таблицам в зависимости от длины ряда принятого уровня значимости и числа учтенных в прогнозе факторов.

Качество методики прогнозов оценивается по комплексу статистических критериев: по величине и значимости коэффициентов корреляции ($R > 0,74$), по соотношению среднеквадратических ошибок прогноза и среднеквадратических отклонений прогнозируемого положения уровня ($S_y/\sigma_y < 0,6$), по соотношению коэффициентов корреляции и его среднеквадратического отклонения, $\left(\mu = \frac{|R|}{\sigma_R} < 3\right)$. Точность или достовер-

ность прогнозов оценивается также сравнением ошибок прогнозов с допустимой ошибкой ($S_y \leq \Delta_{\text{доп}} = 0,674\sigma_y$) по зависимому (сравнение эпигнозного расчета по прогнозическому уравнению с фактическими наблюдениями) и по независимому (проверка оправдываемости выданных прогнозов) материалу.

Прогнозы, основанные на инерционных свойствах водоносных горизонтов, составляются на базе метода автокорреляции, позволяющего устанавливать степень зависимости величин последующих уровней от предыдущих при определенном временном сдвиге τ .

Расчет корреляционной функции сводится к определению и нанесению на график коэффициентов корреляции между последовательно выбираемыми в результате сдвига на величину τ значениями уровней или дебитов подземных вод и исходным значением уровня или дебита:

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (x_i - \bar{x}_{n-\tau}^{(1)}) - \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_{i+\tau} - \bar{x}_{n-\tau}^{(1+\tau)})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau} (x_i - \bar{x}_{n-\tau}^{(1)})^2 \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_{i+\tau} - \bar{x}_{n-\tau}^{(1+\tau)})^2}}, \quad (8.27)$$

где $R(\tau)$ — коэффициент корреляции между выбранными сечениями многолетнего ряда уровней или дебитов подземных вод, разделенных увеличивающимся интервалом времени τ ;

x_i и $x_{i+\tau}$ — средние годовые значения уровней или дебитов подземных вод в интервалы времени i и $i + \tau$;

$\bar{x}_{n-\tau}^{(1)}$ и $\bar{x}_{n-\tau}^{(1+\tau)}$ — среднемноголетние значения уровней, определенные соответственно за промежутки времени от 1-го до $n-\tau$ -го члена и от $1 + \tau$ -го до n -го члена;

τ — промежуток времени или сдвиг, по которому анализируется зависимость последующего уровня или дебита от предыдущего;

n — число членов или расчетных значений ряда наблюдений.

Автокорреляция позволяет оценивать и наличие цикличности в анализируемых рядах, достоверность существования которой определяется заданными доверительными интервалами при наличии закономерных циклических всплесков функции, выходящей за пределы этих интервалов (рис. 8.1).

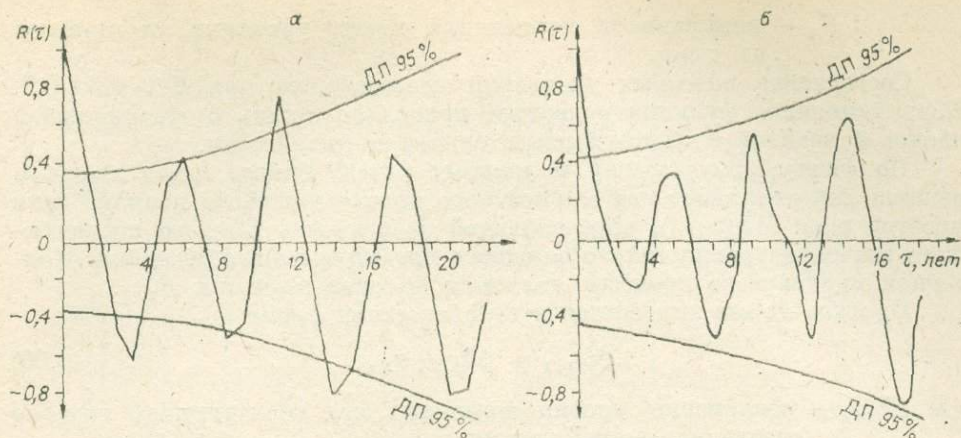


Рис. 8.1. Коррелограммы среднегодовых уровней грунтовых вод по скв. 75 (а) Северо-Казахстанской гидрогеологической станции и скв. 1005 (б) Северо-Западной гидрогеологической станции.

Цикличность можно считать достоверной, если автокорреляционная функция периодически переходит из отрицательной области в положительную и характеризуется высокими всплесками, превышающими выбранный уровень значимости. Существуют различные способы оценки уровня значимости. В качестве одного из критериев значимости могут быть приняты 90—95%-ные доверительные пределы колебаний функций, оцениваемые по формуле

$$ДП_{\alpha} = \frac{-1 \pm t_{\alpha} \sqrt{n-2}}{n-1}, \quad (8.28)$$

где n — длина ряда;

t_{α} — распределение Стьюдента, определяемое по таблице

t_{α}	90%	1,9	1,83	1,80	1,77	1,75	1,74	1,72	1,71	1,70	1,65
	95%	2,37	2,46	2,20	2,16	2,15	2,11	2,08	2,06	2,04	1,96
$n-1$	—	7	9	11	13	15	17	21	25	30	∞

Если всплески R_{τ} выходят за пределы доверительных интервалов, то нулевая гипотеза (об их случайном отличии от нуля) отвергается и R_{τ} могут считаться значимыми.

Для усиления всплесков на коррелограмме с целью выделения главной цикличности, осложненной случайными близкими по частоте колебаниями, проводится повторная автокорреляция корреляционной функции либо автокорреляция сглаженных по скользящим средним значениям уровней.

Высокие коэффициенты корреляции свидетельствуют о наличии связи между уровнями или дебитами (минимальными, максимальными или среднегодовыми) лет, разделенных интервалом τ , и могут быть использованы для прогнозов с заблаговременностью τ лет по уравнению простой парной корреляции:

$$h_{n+\tau} = \bar{h}'_n + R_{\tau} \frac{\sigma'_{h_{n-\tau}}}{\sigma_{h_{n-\tau}}} (h'_{n-\tau} - \bar{h}_{n-\tau}), \quad (8.29)$$

где $h_{n+\tau}$ — прогнозный уровень, отстоящий от последнего наблюдавшегося уровня h_n на τ лет;

$h'_{n-\tau}$ и $\bar{h}_{n-\tau}$ — среднегодовые уровни, рассчитанные по рядам длиной $n-\tau$ лет соответственно без первых и последних τ лет;

$\sigma'_{h_{n-\tau}}$ и $\sigma_{h_{n-\tau}}$ — среднеквадратичные отклонения уровней, рассчитанные по рядам длиной $n-\tau$ лет соответственно без первых и последних τ лет;

R_τ — коэффициент корреляции между уровнями, отстоящими на τ лет.

Составление подобных уравнений целесообразно при $R > 0,5 \div 0,7$. Корреляционная функция позволяет правильно судить о тесноте связи членов случайной функции лишь в случае ее линейности.

По физическому смыслу к данному методу близок метод прогноза режима подземных вод как марковского процесса первого порядка (или простой цепи Маркова), определяющий зависимость каждого последующего значения уровня только от одного предыдущего его значения. Критерием марковского процесса являются высокие значения $R_{\tau=1}$.

Прогноз может выдаваться в вероятностной форме:

$$\Delta h_{n+1} = \Delta h_n \pm \sigma_M, \quad (8.30)$$

где Δh_{n+1} — отклонение уровня подземных вод последующего года от среднемноголетней нормы;

Δh_n — отклонение уровня подземных вод текущего года от нормы;

σ_M — среднеквадратичное отклонение ряда отклонений последующих уровней от предыдущих;

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (h_{i+1} - h_i)^2}{n-1}}. \quad (8.31)$$

Возможная ошибка прогноза S_M оценивается по уравнению

$$S_M = \sigma_M \sqrt{1 - R_\tau^2}. \quad (8.32)$$

В зависимости от многолетней направленности колебаний уровней подземных вод к моменту составления прогноза может быть также оценена наибольшая вероятность того или иного знака σ_M .

Следует заметить, что σ_M чаще всего значительно меньше σ_y , рассчитываемой по уравнению (8.19), что также характеризует высокую взаимосвязь членов рядов уровней и расходов подземных вод.

Прогноз уровней как марковского процесса может составляться и на ряд лет вперед по уравнению

$$H_t = \pm \Delta H_0 R_{\tau=1}^t + \bar{H}_n, \quad (8.33)$$

где H_t — прогнозный уровень (минимальный, максимальный или среднегодовой) через интервал времени в t лет;

ΔH_0 — отклонение уровня последнего года фактических наблюдений от среднемноголетней нормы этого уровня \bar{H}_n ;

$R_{\tau=1}$ — коэффициент автокорреляции уровней для лет, разделенных интервалом времени в один год.

Однако такой прогноз во всех случаях показывает лишь постепенное приближение уровней к их норме, что с вероятностной точки зрения наиболее возможно, хотя и далеко не всегда наблюдается на практике.

Наличие в многолетнем режиме подземных вод ритмов различной продолжительности, наложенных друг на друга, может позволить более четко провести анализ графиков режима подземных вод с помощью стационарных спектральных функций (или спектральной плоскости).

Расчет спектральных функций проводится по уравнению [Калинин, 1968]:

$$S_K = \Delta t \left[\frac{R_0}{2\pi} + \frac{1}{n} \sum_{\tau=1}^M \left(1 - \frac{\tau}{M+1} \right) R_\tau \cos(2\pi\tau\varphi) \right], \quad (8.34)$$

где K — интервал сдвига ($K = 0, 1, 2, \dots, M$), т. е. $K = M + 1$;

$\varphi = K\Delta t\Delta f$;

Δt — интервал времени, через который расположены значения уровней или расходов подземных вод;

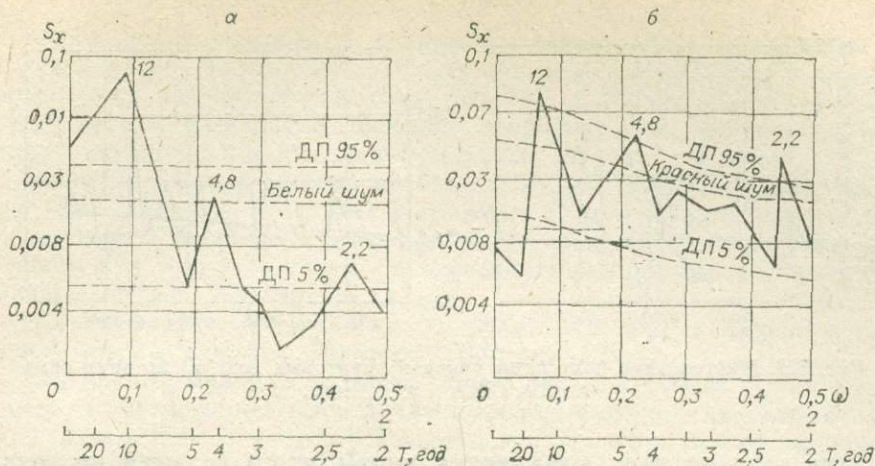


Рис. 8.2. Спектральные функции S_x колебаний среднегодовых уровней по скв. 6, Москва (а) и максимальных весенних уровней грунтовых вод по скв. 1/2, Горький (б). Д. П. — доверительные пределы 95-ой и 5%-ной значимости.

Δf — интервал частот, через который считается функция; —

M — максимальный сдвиг;

R_0 и R_τ — автокорреляционные функции соответственно при нулевом сдвиге и сдвиге τ лет.

На рис. 8.2 приведены спектральные функции колебаний уровней грунтовых вод по двум скважинам, по которым видно наличие в спектре 12-летних и близких к 5- и 2-летним циклов. Спектральный анализ требует длинных рядов наблюдений.

Доверительные пределы для оценки спектральных функций (по Тьюки) могут быть рассчитаны по формуле:

$$\text{ДП}_C = \bar{S}_K \chi_P^2 / \gamma, \quad (8.35)$$

где \bar{S}_K — среднее значение спектральной плотности из K значений, называемое нулевым континуумом, или «белым шумом»;

χ_P^2 / γ — табличное значение распределения, принимаемое равным $P = 5\%$ или $P = 10\%$ для нижнего предела и 90% или 95% для верхнего.

Таблица χ_P^2 / γ для наиболее часто встречаемых значений γ приведена в работе У. Крамбейна, Ф. Грейбла (1969).

Всплески спектрограммы, превышающие верхний доверительный предел, свидетельствуют о значимости цикличности, соответствующей частоте ω , а не превышающие — лишь о тенденции к цикличности, которая может быть определена и случайными причинами. Если члены анализируемого ряда наблюдений существенно взаимосвязаны (т. е. при значимом $R_{\tau=1}$), то нулевой континуум становится криволинейным, убывающим от высоких к низким частотам спектра и характеризующим спектр марковского процесса, или красный шум (см. рис. 8.2, б). Такой континуум рассчитывается по формуле

$$S_{KR}(f) = \bar{S}_K \left(\frac{1 - R_{\tau=1}^2}{1 + R_{\tau=1}^2 - 2R_{\tau=1} \cos \frac{\pi K}{\mu}} \right), \quad (8.36)$$

где $f = K \Delta t \Delta f$ (Δf — интервал частот, через который считается спектральная функция S_k).

Нестационарные ряды для анализа их ритмичности и прогнозов могут быть приведены к стационарным путем выделения из них линейного или нелинейного тренда. Это важно в тех случаях, когда анализируемые малые циклы колебаний уровней подземных вод (2—3-, 7—8-, 11-летние)

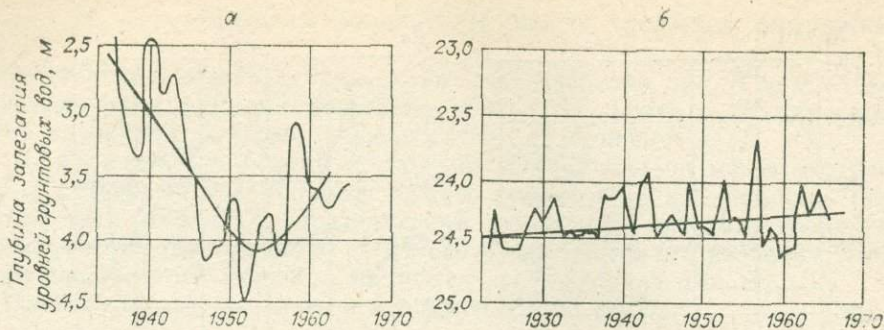


Рис. 8.3. Многолетние колебания уровней грунтовых вод (H) по двум скважинам США и их тренды.

накладываются на явно выраженные циклы много большей продолжительности. Последние из-за недолгого периода наблюдений на сегодня мы не можем выделить и учесть в расчетах, но они проявляются в виде четко выраженной многолетней направленности колебательных движений уровня, поэтому возникает необходимость выделения этой направленности или тренда из колебаний более мелких частот. На рис. 8.3 приведены графики колебаний уровней грунтовых вод, построенные по среднегодовым значениям, и их тренды, имеющие нелинейный (a) и линейный (b) характер.

Линейный тренд может быть выявлен по уравнению $y = f(t)$, т. е. путем расчета уравнения парной корреляции между анализируемыми значениями уровней или дебитов подземных вод и их порядковыми номерами в ряду.

Нелинейный тренд может быть охарактеризован путем сглаживания и подбора к имеющимся данным многолетних колебаний уровня подземных вод полинома вида:

$$y(t) = a_0 + a_1t + a_2t^2 + \dots + a_mt^m. \quad (8.37)$$

После установления тренда его устраняют путем вычитания соответствующих его значений из наблюдаемых значений временного ряда, в результате чего цикличность более низкого порядка располагается уже относительно трендовой линии в виде отклонений от нее (с плюсом или минусом).

При вскрытой достоверной цикличности прогноз может осуществляться по уравнению

$$y_t = \bar{y}_0 + A_1 \sin(\omega_1 t + \varphi_1) + A_2 \sin(\omega_2 t + \varphi_2) + \dots + A_n \sin(\omega_n t + \varphi_n), \quad (8.38)$$

где y_t — значение анализируемого уровня подземных вод за время t (например, среднегодовое);

\bar{y}_0 — константа, равная среднемноголетней величине уровня;

A_1, A_2, \dots, A_n — амплитуды различных гармоник,

ω_n — частота колебаний, связанная с периодами колебаний соотношением $\omega_n = 2\pi/T_n$;

$\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — фазы каждой гармоники в период времени t_1 .

Представление о временных изменениях различных природных процессов как о сумме взаимонакладывающихся периодических колебаний определило применение различных методов выделения скрытой периодичности. Наиболее формальным методом гармонического анализа является разложение имеющихся природных колебаний в ряд Фурье. При этом предполагается, что ряд фактических наблюдений состоит из суммы строгих синусоид с периодами, равными его длине L и долям этой длины $L/2, L/3, L/4$ и т. д.

Генетическая природа выделяемых данным методом гармоник не устанавливается. Трудно точно установить и преобладающие в анализируемом ряду гармоники. Поэтому большее распространение получили другие методы выявления скрытой периодичности: периодограммный анализ, автокорреляция и спектральный анализ.

Периодограммный анализ предполагает, что любой ряд наблюдений может быть представлен с любой степенью точности рядом синусоидальных кривых. Однако периоды гармоник не зависят от длины ряда (т. е. не равны ему или его частям), а определяются природными процессами и наблюдаются в структуре ряда.

В гелиофизике, океанологии, гидрологии и других науках широко развиты периодограммы Шустера [Варзар, 1934].

Ряд наблюдений для расчетов гармоник, по Шустеру, делится на K равных частей, которые затем почленно складываются, а из образованного таким путем нового ряда определяются параметры гармоник длиной $L_1 = n/K$. Аналогичным образом определяются параметры для гармоник длиной $L_2 = \frac{n}{K-1}$ и т. д. Отложив затем на графике $A_i = f(L_i)$, на-

зываемом спектром периодограммы, амплитуды рассчитанных гармоник (или их квадраты), можно установить периоды преобладающих в ряду многолетних колебаний. Выбор интервала разбивки ряда определяется физическими соображениями, например стремлением выявить в рядах наблюдений 5—6- и 11-летние солнечные циклы, и поэтому испытания (определения амплитуд) ведутся либо вблизи предполагаемого периода, либо через равные интервалы времени (2, 3, 4, . . . , n года).

Таким образом, для построения периодограмм, по Шустеру, желательно теоретическое знание выявляемых в ряду наблюдений гармоник, для чего предварительно следует либо установить связь с факторами, характеризующимися циклическими колебаниями, либо провести автокорреляционный или спектральный анализ рядов и вскрыть имеющуюся в них цикличность.

Существуют и более простые формы периодограммного анализа, позволяющие оценивать все основные параметры гармоник (амплитуды, фазы и периоды). Среди таких следует отметить разностные периодограммы Брукса и периодоскоп Карузера [Брукс, Карузерс, 1963].

При отсутствии строгой периодичности каждой из гармоник их параметры T_i , A_i , и ϕ_i могут быть оценены лишь как среднееголетние, а поэтому в приведенное уравнение следует еще ввести дополнительный член $\pm \phi$ — случайную компоненту (или шум), отражающую случайное появление независимых колебаний. Данная компонента включает в себя также и неточности расчетов, связанные с отбрасыванием части анализируемого ряда при его неполном делении на K частей для периодограммного анализа указанными методами.

Существуют и другие варианты периодограммного или специального анализа, один из которых с анализом параметров гармоник и случайной компоненты рассмотрели Э. А. Зальцберг и др. (1970).

Отсутствие четко повторяющихся циклов в колебаниях подземных вод, их разнообразие по длине периода (от 2-летних до вековых), амплитудам и фазам колебаний свидетельствуют о наличии в процессе формирования режима подземных вод значительного элемента случайности, приводящего, с одной стороны, к случайному наложению друг на друга различных по длине периодов гармонических колебаний, а с другой — к случайному появлению различных соотношений воздействия отдельных режимобразующих факторов, осложняющих закономерные колебания. В результате можно говорить не столько о строгой цикличности в режиме грунтовых вод, сколько о последовательно сменяющих друг друга группировках мало- и многоводных лет, нарушенных иногда случайными годами противоположной водности.

Наличие случайных компонентов в этих колебаниях свидетельствует о возможности использования для прогноза режима подземных вод

аппарата случайных функций, который позволяет (на основе установленных за предыдущий период наблюдений закономерностей колебаний уровня грунтовых вод) прогнозировать режим подземных вод на ряд лет вперед.

«Случайной функцией называется функция, которая в результате опыта может принять тот или иной конкретный вид, но неизвестно заранее — какой именно» [Вентцель, 1969]. В нашем конкретном случае случайной функцией $x(t)$ служит график колебаний уровней $H(t)$ или дебитов $O(t)$ подземных вод, построенный за многолетие.

Случайным процессом называют случайную функцию, параметром которой является время. Прогноз режима подземных вод на основе стационарных случайных функций осуществляется с помощью линейной экстраполяционной формулы

$$x_{\text{пр}}(t + m) = \alpha_1 x(t - 1) + \alpha_2 x(t - 2) + \dots + \alpha_n x(t - n), \quad (8.39)$$

где $x_{\text{пр}}(t + m)$ — прогнозное значение уровня или дебита с заблаговременностью m от момента времени t ;

α_i — коэффициенты, определяемые по системе уравнений с учетом корреляционной функции наблюдавшегося ряда;

$x(t - i)$ — значения членов ряда в промежутки времени, отличающиеся на величину сдвига t .

Аналогичным образом можно подобрать полиномы высоких степеней, которые с достаточной точностью опишут наблюдавшиеся колебания уровней подземных вод. Однако все методы, основанные лишь на чисто математическом подборе расчетных значений (полиномов, линейных экстраполяционных формул, гармонического анализа и т. п.) к фактическим, даже при очень хорошем сопоставлении их в известном периоде не дают удовлетворительных прогнозов на неизвестный период. Лишь в условиях относительно зарегулированного режима подземных вод такие методы могут позволить составлять приближенные прогнозы с заблаговременностью один — три года. Наиболее перспективными из календарных вероятностно-статистических методов прогноза являются генетические, основанные на установленных многолетних закономерностях режима подземных вод, и прогнозы, основанные на иверсионности и асинхронности режима подземных вод, а также невременные статистические оценки.

Применяется и комбинирование различных приемов прогнозирования. Например, на первой стадии выделяется и вычитается из фактических многолетних колебаний линейный или нелинейный тренд, затем выделяются детерминированные гармонические (циклические) составляющие и оставшаяся часть оценивается как случайная компонента.

Балансовые методы прогнозов режима грунтовых вод основываются на решении уравнения общего водного баланса какой-то территории или балансового уравнения грунтовых вод. Отдельные элементы водного баланса оцениваются либо экспериментально, либо путем гидродинамического анализа режима грунтовых вод. Первый путь развивался А. Н. Костяковым (1933), М. М. Крыловым (1930), А. В. Лебедевым (1951, 1953) и др., второй — Г. Н. Каменским (1943), А. В. Лебедевым (1957) и др.

Применение балансовых методов составления прогнозов ограничено, так как приходится использовать прогнозные данные по атмосферным осадкам, температурам воздуха или испарению, которые не для каждого района и не всегда можно считать достаточно достоверными и получить заблаговременно. Поэтому эти методы прогноза режима грунтовых вод более применимы в орошаемых районах, где основной приходной статьёй баланса является водоподача, которую можно планировать. Однако балансовый метод может использоваться для составления приближенных прогнозов режима грунтовых вод и в естественных условиях, например, для прогноза весеннего подъема уровня. Для этой цели А. В. Лебедевым (1957) рассматриваются одновременно два уравнения баланса: грунтовых вод и всей почвенно-грунтовой призмы, т. е. включая зону аэрации.

Как известно, уравнение баланса грунтовых вод имеет вид:

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + \omega \Delta t, \quad (8.40)$$

где μ — водоотдача или недостаток насыщения грунтов;

ΔH — изменение уровня грунтовых вод в выбранном для расчетов элементе потока за промежуток времени Δt ;

Q_1 и Q_2 — приток и отток грунтовых вод для заданного элемента;

ω — интенсивность инфильтрационного питания грунтовых вод сверху, выраженная слоем воды в единицу времени (сутки); положительная величина ω означает питание, отрицательная — расходование грунтовых вод за счет их испарения и транспирации из зоны аэрации;

F — площадь горизонтальной проекции элемента потока.

Уравнение водного баланса всей почвенно-грунтовой призмы, ограниченной сверху дневной поверхностью, а снизу — водоупором грунтовых вод, имеет вид (по А. В. Лебедеву):

$$\Delta C + n \Delta H = \left(W_a + \frac{Q_1 - Q_2}{F} \right) \Delta t, \quad (8.41)$$

где ΔC — изменение запасов влаги в зоне аэрации от дневной поверхности до зеркала грунтовых вод между начальным и конечным моментами времени, разделенными интервалом Δt , выраженное высотой слоя воды;

n — полная влагоемкость грунтов (насыщенных водой) в долях единицы объема;

W_a — влагообмен зоны аэрации с атмосферой, выраженный слоем воды в единицу времени; положительная величина W_a означает поступление влаги в зону аэрации за счет инфильтрации атмосферных осадков, отрицательная — испарение влаги из зоны аэрации, включая транспирацию влаги растительностью.

Совместное решение уравнений (8.40) и (8.41) позволяет получить следующие выражения:

$$\Delta H = \frac{1}{V_{об}} (W_a \Delta t - W \Delta t - \Delta C), \quad (8.42)$$

$$\frac{\Delta H \cdot V_{об}}{W_a \Delta t} = 1 - \frac{W \Delta t + \Delta C}{W_a \Delta t}, \quad (8.43)$$

где $V_{об}$ — объемная влажность грунтов над капиллярной каймой $V_{об} = n - \mu$.

Уравнения (8.42) и (8.43) позволяют приблизительно прогнозировать весенний подъем уровня грунтовых вод ΔH , если на этот момент времени Δt известны влагообмен зоны аэрации с атмосферой $W_a \Delta t$, питание грунтовых вод сверху $W \Delta t$, изменение запасов влаги в зоне аэрации ΔC и объемная влажность грунтов $V_{об}$.

Многолетний ряд наблюдений за уровнем грунтовых вод и влажностью в зоне аэрации позволяет установить в среднем процент изменения запаса влаги в пределах весеннего подъема уровня грунтовых вод $\Delta H \cdot V_{об}$ по отношению к инфильтрации талой воды в почву $W_a \Delta t$, т. е. определить эмпирически среднемноголетний для изучаемого участка коэффициент

$$\alpha = \frac{\Delta H \cdot V_{об}}{W_a \cdot \Delta t}, \quad (8.44)$$

откуда

$$\Delta H = \alpha \frac{W_a \cdot \Delta t}{V_{об}}, \quad (8.45)$$

После определения α задача составления прогноза сводится к правильному выбору факторов, определяющих влагообмен зоны аэрации с

атмосферой, и расчету весеннего подъема уровня по уравнению (8.45). Так, например, для прогноза весеннего подъема уровня грунтовых вод в конце апреля — начале мая на Шемиловском стационаре ВСЕГИНГЕО А. В. Лебедев принял

$$W_a \Delta t = N_{\text{XI-III}} - U_{\text{XI-III}} - U_{\text{IV}}, \quad (8.46)$$

где $N_{\text{XI-III}}$ — атмосферные осадки с ноября любого предшествующего года по март включительно текущего года;

$U_{\text{XI-III}}$ — испарение осадков с поверхности земли за зимний период (рассчитанное, например, по графикам Б. В. Полякова или другими методами);

U_{IV} — испарение с поверхности земли за апрель (также рассчитанное в зависимости от средней суммы осадков и среднемесячной температуры в апреле, взятой по прогнозу Гидрометеослужбы).

Поверхностный сток на изучаемом участке практически отсутствует и поэтому не учитывался. Осадки за апрель для средних по влажности лет также не учитывались, так как они невелики и в основном расходуются на испарение. Расчеты за многолетие проводились по уравнению (8.42), $V_{\text{об}}$ составила 13,7%, $\alpha = 0,4$. Подставив эти значения в уравнение (8.45), прогноз рассчитывали по формуле

$$\Delta H = 2,92(N_{\text{XI-III}} - U_{\text{XI-III}} - U_{\text{IV}}). \quad (8.47)$$

Правильный выбор факторов, определяющих весенний подъем уровня грунтовых вод, может обеспечить высокую достоверность его прогноза (с ошибкой менее 10%) при условии достоверности гидрометеорологических прогнозов о возможных осадках и температурах воздуха на период снеготаяния (или на период заблаговременности прогноза).

Второй рассмотренный А. В. Лебедевым (1956) более универсальный способ прогноза весеннего уровня грунтовых вод, позволяющий непосредственно учитывать большинство приходных и расходных статей баланса (а не косвенно через коэффициент α), и в том числе изменение влагозапасов в зоне аэрации, основан на составлении водного баланса почвенно-грунтовой призмы в следующем виде:

$$N + \Sigma U \Delta t + C_n = \Sigma U_a \Delta t + V + V' + P_{\text{п.в}} + w \Delta t, \quad (8.48)$$

где N — эффективные атмосферные осадки (определяющие размеры инфильтрации), выпавшие в виде дождя и снега с начала наступления низких температур (октябрь — ноябрь), т. е. с момента, когда их испарение уже невелико, до начала снеготаяния (например, до середины марта);

$\Sigma U \Delta t$ — суммарное испарение грунтовых вод (точнее, их дистилляция в зону аэрации) за весь выбранный календарный период, определяемое методом конечных разностей на основе наблюдений по створу из трех скважин (для плоского потока);

C_n — начальный (в октябре — ноябре) запас влаги в зоне аэрации от дневной поверхности до капиллярной каймы;

$\Sigma U_a \Delta t$ — испарение влаги из зоны аэрации за период с октября до установления устойчивого снегового покрова, определяемое балансовым методом по ежемесячным наблюдениям за влажностью пород зоны аэрации;

V — испарение осадков с поверхности земли, определяемое приближенно за весь расчетный период (октябрь — март включительно);

V' — испарение с дневной поверхности за период снеготаяния и подъема уровня грунтовых вод (за апрель), определяемое также по графикам Б. П. Полякова при наличии данных о среднемесячных осадках и температурах воздуха;

$\Pi_{п.в}$ — предельная полевая влагоемкость пород зоны аэрации, определяемая в прошедшие годы по наблюдениям за влажностью непосредственно после окончания инфильтрации талых снеговых вод и просачивания их до грунтовых вод;

$W\Delta t$ — питание грунтовых вод весной при подъеме уровня (в слое воды).

В данном случае, так же как и в предыдущем, допускается, что апрельские осадки не успевают просачиваться в почву и испаряются. В противном случае они должны войти в левую часть уравнения как прогнозная величина или величина, равная среднегодовой норме осадков за апрель. Определив по уравнению (8.46) величину $W\Delta t$, прогнозное повышение весеннего уровня грунтовых вод ΔH рассчитывают по уравнению (8.47), для чего необходимо знать недостаток насыщения пород в зоне колебаний уровня μ и возможную разность между притоком и оттоком подземных вод $\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t$, которая в соответствующий период может быть принята по аналогии с таковой в предыдущие годы. Величины осадков и испарения также могут быть приняты в расчет равными их характерным значениям для аналогичных по водности лет.

В тех случаях, когда по каким-либо причинам исключена возможность составления прогнозов режима подземных вод на основании сравнительно точных методов (аналитических, вариационно-статистических или балансовых), прогнозы могут строиться на основе гидрогеологической аналогии. Подобные прогнозы основываются на общих гидрогеологических закономерностях и могут производиться двумя способами: составлением прогнозов во времени и в пространстве.

Под методами аналогии нередко понимаются различные по подходу и степени достоверности способы приближенных оценок колебаний уровня подземных вод.

Некоторые из них относятся к собственно методам аналогии, когда, например, для прогноза режима подземных вод какого-либо года подбирается год-аналог по степени водности из числа наблюдавшихся ранее лет с имеющимися данными по режиму подземных вод (аналогия во времени) или когда режим грунтовых вод какого-либо участка, где наблюдений раньше не проводилось, характеризуется по материалам наблюдений на другом участке, сходном в гидрогеологическом отношении с первым (аналогия в пространстве).

Другие способы приближенных оценок относятся скорее к методам экстраполяции во времени или в пространстве. Например, экстраполяция колебаний уровней на будущее при сохранении каких-либо условий, отмеченных ранее (темп спада, амплитуда и период цикличности и т. п.), или экстраполяция характеристик режима подземных вод в пределах какой-то однородной по геологическому строению и гидрогеологическим условиям территории по имеющимся единичным наблюдательным точкам.

Точность всех таких прогнозов невелика, однако последняя группа прогнозов может рассматриваться как более достоверная.

Применение метода аналогии для прогнозов режима подземных вод рекомендовалось многими авторами [Коноплянцев, 1968; Методическое руководство..., 1954].

Приведем некоторые примеры возможного применения метода гидрогеологических аналогий для прогноза режима грунтовых вод.

1. Наблюдая в пределах каких-либо промежутков времени темп спада уровня или дебита подземных вод и предполагая в результате анализа природных условий невозможность резкого его изменения за счет какого-либо дополнительного питания подземных вод, можно прогнозировать по данному темпу спада уровень на один-два месяца вперед.

Один из вариантов такого метода прогнозов — метод Мак-Ниша, применяемый для прогнозов солнечной активности [Витинский, 1963]. В основу метода положены следующие предпосылки: а) оценкой какого-то будущего значения уровня при сравнительно циклических колебаниях

является среднее из всех прошлых значений для той же фазы; б) отклонение прогнозного значения от этого среднего пропорционально отклонениям ранних значений этого же цикла от соответствующих их средних. Отсюда можно записать:

$$H_n = \bar{H}_n + k\Delta H_{n-1}, \quad (8.49)$$

где H_n — прогнозируемый уровень какого-либо фиксированного месяца периода спада или минимальный уровень;

\bar{H}_n — среднемноголетнее значение этого же уровня;

ΔH_{n-1} — отклонение какого-либо предшествующего наблюдаемого уровня от его среднемноголетней нормы в пределах того же периода спада;

k — прогностический коэффициент, отражающий соотношение отклонений от норм уровней в фазах n и $n - 1$ за период предшествующих наблюдений.

2. Установить в предыдущие годы зависимость соотношения амплитуд колебаний уровней грунтовых вод $\Delta h_{\text{гр.вод}}$ и воды в реке Δh_r в паводковый период от расстояния наблюдательных скважин до реки. Затем, зная амплитуду колебаний уровней воды в реке, определить по графикам рис. 8.4 амплитуды колебаний уровней подземных вод не только в наблюдательных скважинах, но и в любом месте между ними, а также на соседних участках, имеющих сходное гидрогеологическое строение с участком наблюдательного створа (аналогия во времени и в пространстве). Подобным образом можно составить графики зависимостей уровней или амплитуд колебаний уровня подземных вод от расстояния до реки для разных по водности лет.

3. Прогнозируя время наступления максимальных уровней подземных вод, вызванных их подпором со стороны реки, можно составить графики зависимостей времени отставания пика (максимальных уровней) подземных вод для равноудаленных от реки наблюдательных скважин от соответствующего пика уровней воды в реке.

Учитывая, что скорость передачи подпора зависит не только от фильтрационных свойств водоносного горизонта, которые могут быть приняты постоянными во времени, но и от величины подпора Δh , особенно если эта величина соизмерима с мощностью водоносного горизонта. Такие графики можно составлять для разных по водности лет или для разных амплитуд подпора через определенные выбранные интервалы. Составление графиков позволит в ряде случаев (как видно из приведенного примера) прогнозировать время наступления максимальных уровней подземных вод и их величины с заблаговременностью до полутора месяцев.

4. Составив графики зависимостей амплитуд колебаний уровней грунтовых вод за весенний период питания от мощности зоны аэрации, можно прогнозировать весенний подъем уровня грунтовых вод по скважинам или целым территориям, наблюдения за режимом подземных вод в которых не проводились (при условии, что известны глубины залегания грунтовых вод в этих скважинах и что они располагаются в одинаковых гидрогеологических условиях с теми, по которым были установлены подобные зависимости). Такие графики могут строиться по многолетним данным в процентах отклонений от среднемноголетних норм или в обеспеченностях уровней через определенные интервалы, удобные для практических целей (рис. 8.5).

5. Выбирая скважины-аналоги на основе типизации режима грунтовых вод по главным его видам и разновидностям и основываясь на гидрогеологическом районировании территорий по условиям формирования режима грунтовых вод, можно не только прогнозировать амплитуды колебаний уровней грунтовых вод и определять сроки наступления минимумов и максимумов во вновь пробуренных скважинах или в скважинах с

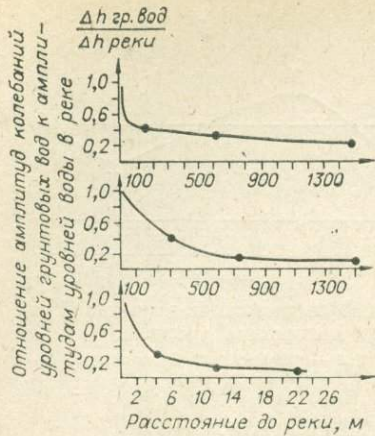


Рис. 8.4. Зависимость отношений амплитуд колебаний уровней грунтовых вод и воды в реке $\Delta h_{\text{гр.вод}}/\Delta h_{\text{реки}}$ от расстояния наблюдательных скважин до реки.

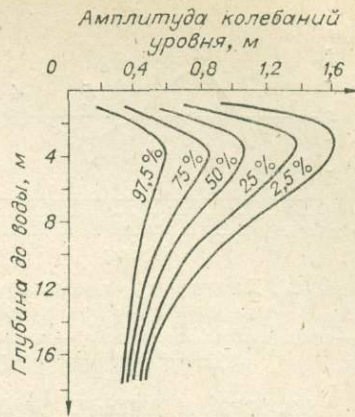


Рис. 8.5. Зависимость амплитуд колебаний уровней грунтовых вод различной обеспеченности от глубины залегания грунтовых вод от поверхности земли.

ограниченным периодом наблюдений, но и экстраполировать результаты прогноза режима подземных вод на широкие площади, т. е. картировать данные по прогнозу режима подземных вод. Таким образом, точечные прогнозы (по каждой репрезентативной скважине) могут распространяться на определенную площадь, характеризующуюся соответствующим видом и разновидностью режима.

В качестве прогнозных значений, полученных методом аналогии, могут рассматриваться и некоторые самые общие статистические характеристики результатов многолетних наблюдений за режимом подземных вод. Такими значениями могут быть средние многолетние значения уровней грунтовых вод по отдельным месяцам, среднемноголетние значения максимальных, минимальных и среднегодовых уровней.

В связи с тем, что ряды наблюдений за режимом подземных вод в большинстве случаев короткие, все указанные выше параметры (средние годовые, минимальные или максимальные) с течением даже ограниченного времени могут существенно изменяться. Поэтому расчеты этих величин по имеющемуся в наличии ряду наблюдений могут также рассматриваться как прогноз.

6. Сопоставляя величины атмосферных осадков или поверхностного стока с их нормами, можно выбрать из имеющегося длинного ряда наблюдений за режимом подземных вод год-аналог и на его основании определить прогнозные величины прогнозируемых элементов режима подземных вод. Подобным же образом могут быть выбраны типичные графики колебаний уровней или дебитов подземных вод для лет разной обеспеченности и по ним дан приближенный прогноз уровней в текущем году.

7. К методу аналогии можно также отнести и визуальное сопоставление многолетних циклических колебаний уровней подземных вод с аналогичными колебаниями определяющих эти изменения факторов, т. е. с колебаниями атмосферного давления, солнечной активности, атмосферной и стратосферной циркуляции ветров, геомагнитной возмущенности Земли, поверхностного стока, температур воздуха и т. д. Выявив цикличность в указанных выше режимообразующих факторах и установив по предшествующему периоду наблюдений связь между факторами и уровнями подземных вод, можно, экстраполировав данную цикличность, дать примерный прогноз режима подземных вод на будущее, считая, что цикличность колебаний уровней или дебитов подземных вод так же, как и определяющих их режимообразующих факторов, будет в прогнозируемый период аналогична наблюдавшейся.

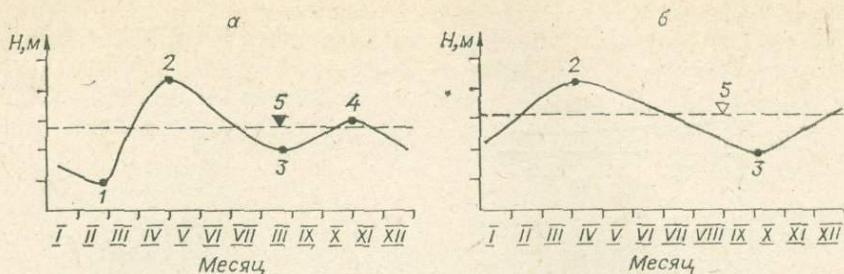


Рис. 8.6. Характерные графики режима уровней подземных вод гумидной (а) и аридной (б) зон и прогнозируемые положения уровней.
 1 — предвесенний минимум; 2 — весенний максимум; 3 — летне-осенний минимум; 4 — осенний максимум; 5 — среднегодовое значение уровня.

8.3. КАЛЕНДАРНЫЕ (ВРЕМЕННЫЕ) ПРОГНОЗЫ, СЕЗОННЫЕ ПРОГНОЗЫ

Прогнозы экстремальных и среднегодовых значений уровней подземных вод текущего или наступающего года получили в СССР наибольшее развитие. Они регулярно (3 раза в год) составляются и распространяются среди заинтересованных организаций.

В зависимости от условий формирования режима подземных вод, определяющих различный подход к прогнозам основных его элементов, территория СССР делится на две провинции: с наличием и отсутствием устойчивого зимнего промерзания зоны аэрации. Каждая провинция подразделена на зоны с аридным и гумидным климатом. В первой провинции прогнозируются характерные для нее предвесенний (февраль — март) минимум, весенний (апрель — май) максимум, а кроме того, в гумидной зоне при небольших глубинах до воды — летний (август) минимум и осенний (октябрь — ноябрь) максимум. Во второй провинции прогнозируются зимний (декабрь — апрель) максимум и летне-осенний (июль — сентябрь) минимум (рис. 8.6).

Прогнозы минимальных уровней (предвесенних и летне-осенних) при глубинах залегания грунтовых вод свыше 3—5 м составляются на основе парных корреляционных связей с известными на момент прогноза уровнями или по уравнениям Майэ-Буссинеска. Вероятность достаточности парных связей для прогнозов предвесенних и осенних минимумов растет с севера на юг и с северо-запада на юго-восток СССР, что связано с общим увеличением в данном направлении глубин залегания грунтовых вод и увеличением расхода весенне-летних осадков на испарение. При небольших глубинах до воды и частых оттепелях учитываются продолжительность этих оттепелей или суммы положительных зимних температур для прогнозов предвесенних минимумов, а также суммарные осадки, дефицит влажности и температура воздуха весеннего периода — для прогноза осенних минимумов. Коэффициенты корреляции этих связей достигают иногда $0,9-0,95 \pm 0,02-0,04$. Заблаговременность таких прогнозов 3—8 мес. Предвесенние минимумы прогнозируются в ноябре — декабре, а осенние — в мае — июне, либо предварительно — в январе — феврале.

Прогнозы весенних максимумов строятся только на основе множественной корреляции с учетом известных на момент прогноза уровней (на определенную дату или среднемесячных), суммарных зимне-осенних осадков и суммарных отрицательных температур, определяющих промерзаемость зоны аэрации. Заблаговременность прогнозов 2—3 месяца.

Могут быть составлены прогнозы не только абсолютного значения весеннего максимального уровня подземных вод, но и сроков его наступления с заблаговременностью 1—2 мес. Основой таких прогнозов могут служить время запаздывания наступления весеннего максимума с увеличением глубины залегания подземных вод, а также множественные корреляционные связи между конкретными сроками наступления весеннего

максимума и предвесеннего минимума, мощностью зоны аэрации, температурами воздуха и осадками в период снеготаяния.

Прогнозы осенних максимумов строятся либо на связях с прогнозными атмосферными осадками и предшествующими уровнями, либо только на их зависимостях от предшествующих максимальных весенних уровней.

Среднегодовые значения уровней или дебитов прогнозируются на основе парных или множественных связей с учетом суммы или полусуммы наблюдавшихся минимальных предвесенних и максимальных весенних уровней, суммарных осадков, дефицита влажности и температур воздуха весеннего периода.

Все такие прогнозы выполняются чаще всего аналитически на вычислительных машинах. Однако предварительно для выявления характера (линейности) связей и их тесноты устанавливаются зависимости прогнозируемой характеристики от различных факторов графически, что позволяет более наглядно оценить особенности генетических связей, вскрыть ошибки замеров, выявить аномалии, выбрать наиболее информативные факторы для последующих прогнозов.

В формировании прогнозной величины основная роль (до 50—90%) принадлежит предшествующим уровням, затем осадкам и лишь затем температуре и дефициту влажности воздуха и другим факторам. С увеличением заблаговременности составления прогноза его достоверность падает, ошибка растет и превышает допустимую. Роль разных факторов в разных районах различна.

Вскрытые закономерности позволяют во многих случаях, зная гидрогеологические условия изучаемого района, уже заранее обосновать выбор необходимых для прогноза факторов.

8.4. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

С увеличением заблаговременности прогнозов роль известных на момент составления прогнозов метеофакторов падает, а роль предшествующих уровней (как фактора) растет. Поэтому прогнозы на год и более строятся уже на других принципах: а) на внутрирядной взаимосвязанности членов ряда (автокорреляция рядов); б) региональной асинхронности режима подземных вод и в) интегрирующей способности уровней подземных вод отражать увлажненность ряда предыдущих лет.

Автокорреляция наиболее длинных рядов наблюдений за режимом уровней подземных вод показывает, что взаимосвязанность этих рядов с $\tau = 1-3$ года часто достаточно высока ($R_{\tau} > 0,5-0,6$). Это позволяет строить прогнозы с заблаговременностью 1—3 года на основе парной корреляционной связи с предшествующими уровнями (особенно для грунтовых и напорных вод, залегающих на глубинах свыше 4 м). Апробация таких прогнозов по территории СССР показала достаточно высокую их сходимость (особенно при заблаговременности в 1 год).

Региональная асинхронность режима подземных вод связывается с неравномерностью изменения многолетних колебаний уровней подземных вод в региональном плане. Анализ кросс-корреляционных графиков связей колебаний уровней подземных вод различных районов показывает, что изменения в уровнях подземных вод одних районов следуют с определенным запаздыванием за соответствующими изменениями уровней других районов. В частности, между режимом уровней подземных вод Центральных районов европейской части СССР и Прибалтики существует сдвиг в 1 год, между Центральными районами европейской части СССР и Украиной — также 1 год, между Центральной черноземной полосой и Западной Сибирью — 4 года, между Центральной черноземной полосой и Приморьем — 6 лет. Установлены сдвиги, равные 1—5 годам, между режимом подземных вод Венгрии, ФРГ, США и отдельных районов СССР, что позволяет использовать данные связи для прогнозов режима подземных вод с аналогичной заблаговременностью, выбрав для каждого района соответствующий район-предиктор.

Эти закономерности в должной мере еще не исследованы, хотя генетические причины данного явления можно обосновать. Связываются они с закономерностями атмосферной циркуляции. Так, в Европе и Азии отмечается устойчивое преобладание переноса тепла и влаги с запада на восток. Поэтому изменения режима подземных вод восточных районов следуют с некоторым отставанием от западных. Кроме того, постоянство влаги на Земле в целом приводит к тому, что увеличение увлажненности одних районов, связанное с нарушением общей закономерности атмосферной циркуляции под влиянием циклонической деятельности, приводит к уменьшению увлажненности других районов. Например, аномально высокое питание подземных вод на северо-западе СССР сопровождается аномально низким восполнением запасов подземных вод на юге Западной Сибири и в Прикаспии. Районы синхронного и асинхронного режима подземных вод не устойчивы во времени и пространстве, что осложняет использование данного явления для прогнозов. Составление карт трендовых поверхностей режима подземных вод за ряд лет показывает, что области аномально низких и высоких уровней грунтовых вод постоянно перемещаются в пространстве.

Установленное отставание экстремальных за многолетие характеристик режима одних районов от других до 1—4 лет также может служить основой приближенных прогнозов соответствующей заблаговременности, хотя это явление и требует дальнейшего изучения.

Долгосрочные прогнозы режима подземных вод могут строиться также на свойстве подземных вод «интегрировать» увлажненность ряда предыдущих лет. Это свойство, характеризующее степень инерционности водоносных горизонтов, может быть количественно определено по экстремуму всплеска графика зависимости коэффициентов корреляции связи уровней подземных вод (см. рис. 8.6) с постоянно увеличивающейся суммой атмосферных осадков за ряд лет (или с суммируемыми разностями между эффективными осадками и испарением).

В зависимости от темпов водообмена водоносных горизонтов в каждом конкретном случае может быть выбрана оптимальная заблаговременность составления таких прогнозов режима, которая для грунтовых вод достигает 2—3 лет и более. При этом, чем больший период увлажненности предыдущих лет отражается в уровнях подземных вод, тем выше точность прогнозов, так как большая часть осадков (из необходимого для прогноза периода) известна на момент составления прогноза по сравнению с неизвестной частью.

Вполне удовлетворительными, как показала практика [Зельдберг и др., 1970], оказываются долгосрочные прогнозы, основанные на преобразовании ряда фактических данных в сумму наиболее достоверных гармоник. Заблаговременность таких прогнозов достигает 2—3 лет в зависимости от степени инерционности водоносного горизонта.

Точность всех долгосрочных прогнозов обычно ниже, чем сезонных, но она часто вполне достаточна для решения практических вопросов.

8.5. СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

К сверхдолгосрочным, или многолетним, прогнозам относятся гидрогеологические прогнозы с заблаговременностью свыше трех лет. Такие прогнозы весьма приближенные и могут отражать лишь общий характер возможных колебаний в будущем. Связано это с неразработанностью прогнозов основных режимобразующих факторов и недостаточной длиной существующих рядов наблюдений для корректного их вероятностно-статистического анализа.

Основой таких прогнозов могут быть экстраполяция многолетних трендов или низкочастотной цикличности в колебаниях уровней или расходов подземных вод в будущем, а также корреляционные связи ре-

жима подземных вод с некоторыми гелиогеофизическими факторами, по которым составляются прогнозы.

Многолетние тенденции или тренды вскрываются в большинстве рядов наблюдений (в уровнях подземных вод и подземном стоке). Обусловлены они либо направленной хозяйственной деятельностью человека, либо многолетними изменениями климата и являются в этом случае отрезками каких-то больших (вековых или более продолжительных) циклов в эволюции климата Земли, превышающих период инструментальных измерений. Прогноз в таких случаях сводится к экстраполяции либо линейного, либо нелинейного тренда, как наиболее вероятной общей тенденции в режиме подземных вод.

Исследование многолетней цикличности в колебаниях уровней подземных вод и подземного стока различными методами показало наличие в гидрогеологических рядах, по существу, любых по продолжительности циклов — от 2- до 35-летних. Это свидетельствует о значительной доле случайности в формировании цикличности. Ограниченность числа случаев вскрываемой достоверной цикличности определена значительным весом случайной компоненты по сравнению с детерминированной. Это подтверждается небольшим вкладом амплитуд циклических колебаний в общий размах многолетних колебаний уровней или расходов подземных вод, составляющим в среднем 22%.

Поэтому сверхдолгосрочные прогнозы, основанные на экстраполяции сумм гармоник, в большинстве случаев малоперспективны. Тем не менее, учитывая довольно большой в отдельных случаях весовой вклад циклической составляющей в колебания уровней или расходов подземных вод, оценивать возможности прогнозирования режима подземных вод данным способом необходимо для каждого случая в отдельности. Достоверность таких прогнозов невысока, так как каждый новый цикл не повторяет предыдущий ни по продолжительности, ни по амплитуде. Закономерной является лишь смена серий маловодных лет сериями многоводных. Поэтому, экстраполируя какой-то средний период смен серий мало- и многоводных лет в будущее, следует оценивать вероятность их появления и возможный размах колебаний.

Несколько более перспективно прогнозирование на данной основе режима напорных вод, поскольку установлено постепенное нивелирование с глубиной короткопериодных циклов и увеличение иперционности подземных вод.

Весьма распространенными являются попытки составления многолетних прогнозов режима подземных вод, базирующихся на корреляционных связях с солнечной активностью, выраженной в числах Вольфа. Привлекательность этого пути прогнозирования определяется составлением прогнозов данного вида солнечной активности на длительные сроки (1—2 десятилетия). Исследования связей режима подземных вод и подземного стока с различными сторонами солнечной активности показали [Жовалевский, 1976], что в большинстве случаев связи уровней подземных вод и подземного стока с различными индексами солнечной активности оказались статистически незначимыми. Связано это с тем, что связи солнечной активности и режима подземных вод трансформируются в атмосфере и в зоне аэрации и проявляются в режиме подземных вод через другие факторы в резко искаженном виде. Учитывая, что в настоящее время прогнозируются лишь числа Вольфа, прогнозы режима на данной основе могут составляться лишь при наличии достаточно высоких коэффициентов корреляции этих связей. Подобные прогнозы могут носить лишь прикидочный характер для грубых оценок времени возможного появления серий мало- или многоводных лет.

Значительно более тесными являются корреляционные связи режима подземных вод с типами атмосферной циркуляции Б. Л. Дзерdzeевского и Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса. Однако прогнозы атмосферной циркуляции пока еще малодостоверны и поэтому строить на них прогнозы режима подземных вод не представляется возможным.

8.6. ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ПРОГНОЗЫ

В случае невозможности или нецелесообразности календарных (или временных) прогнозов составляются вероятностные (или невременные) прогнозы с оценкой максимально или минимально возможных уровней или расходов подземных вод без указания конкретного срока их появления.

Причинно-следственные связи режима подземных вод могут быть установлены далеко не всегда. Даже в тех случаях, когда в анализируемом ряду наблюдений прослеживаются какие-либо детерминированные составляющие (тренд или цикличность), значительная роль в наблюдавшихся колебаниях принадлежит случайным компонентам.

Количество факторов, участвующих в формировании природных процессов, включая режим подземных вод, столь значительно, что учесть их все в прогнозах весьма трудно. Поэтому в любой модели ставится лишь задача наиболее полно отразить влияние основных процессов и проанализировать возможную ошибку, определяемую пренебрежением учета остальных факторов. В результате составление временных прогнозов, основывающихся либо на однозначных связях режима подземных вод с какими-то факторами, либо на экстраполяции детерминированных составляющих во времени, возможно лишь, когда прогностическая (математическая) модель с достаточной для практики точностью отражает фактические изменения анализируемого ряда. В тех же случаях, когда подобрать такую модель не удастся или когда в анализируемом ряду случайная компонента преобладает над детерминированной, единственно возможным остается составление невременных или вероятностных прогнозов.

Вероятностные прогнозы, позволяющие оценить минимальные или максимальные за многолетие уровни или дебиты подземных вод без указания конкретного срока их наступления, нередко вполне пригодны для практики и в первую очередь для долговременного строительства (гражданского, промышленного, гидротехнического и др.), оценок запасов подземных вод и т. д.

Расчет графиков обеспеченности заданных значений уровней или дебитов подземных вод проводится по формуле:

$$P_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100, \quad (8.50)$$

где P_m — вероятность превышения члена выборки, занимающего в порядке убывания m -е место в выборке из n членов.

Для расчетов чаще используют также формулу

$$P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4}. \quad (8.51)$$

Обеспеченность выражается обычно в процентах и характеризует гарантированность существования соответствующих уровней за многолетие. Например, 5%-ная обеспеченность уровня свидетельствует о том, что на меньших глубинах он может быть встречен лишь в течение 5 лет из 100, а в остальные 95 лет он будет находиться глубже.

При вероятностном анализе возможных колебаний уровней подземных вод принимаются следующие допущения.

1. Анализируемая выборка (ряд значений уровней или расходов подземных вод) должна быть однородной по условиям формирования режима подземных вод, а именно: все значения должны отражать только естественный режим, формироваться только под воздействием инфильтрации и испарения или только в результате подпора грунтовых вод и быть фазово-однородными, т. е. среднегодовыми, максимальными весенними, минимальными предвесенними или минимальными летне-осенними.

2. Предполагается наличие устойчивого среднесноголетнего значения анализируемых уровней независимо от длины ряда, т. е. исключается наличие какого-либо тренда.

3. Изменения анализируемых значений уровней, помимо закономерного годового цикла, являются случайными, независимыми друг от друга. Те или иные отклонения от этих допущений должны быть учтены при проведении статистического анализа данных.

Особенно важен для анализа распределений уровней или дебитов подземных вод правильный выбор из имеющегося ряда наблюдений соответствующих генетических или фазово-однородных значений уровней.

Рассмотрение графиков обеспеченности и гистограмм распределения частот минимальных предвесенних, максимальных весенних и среднегодовых уровней подземных вод, построенных по материалам массовых наблюдений за режимом подземных вод в различных гидрогеологических и климатических условиях территории СССР, позволяет выделить пять основных типов таких графиков (рис. 8.7):

I. С нормальным законом распределения уровней, последовательное суммирование ранжированного ряда которых образует на простой вероятностной бумаге (клетчатке Хазена) прямую линию.

II. С логарифмически нормальным законом распределения уровней, образующих прямую линию на логарифмической вероятностной бумаге.

III. С левоасимметричным распределением уровней, образующих выпуклую кривую как на простой, так и на логарифмической клетчатке.

IV. С правоасимметричным распределением уровней, образующих вогнутую кривую как на простой, так и на логарифмической клетчатке.

V. Со сложным законом распределения уровней, образующих вогнуто-выпуклую кривую как на простой, так и на логарифмической клетчатке.

Наиболее часто в режиме подземных вод встречаются распределения IV и V типов. Значительна также доля распределений II, реже I и III типов.

Кривые распределения среднегодовых, минимальных предвесенних и максимальных весенних уровней или дебитов подземных вод по одной и той же скважине или источнику чаще всего бывают одинаковыми при некоторой тенденции к увеличению числа асимметричных кривых распределения по максимальным весенним уровням по сравнению со среднегодовыми и минимальными предвесенними уровнями.

Асимметричные типы распределения (II—V) характерны для условий, где связь подземных вод с поверхностью земли слаба, и поэтому наблюдаются при сравнительно глубоком (свыше 4 м) залегании грунтовых вод. В связи с тем, что такие условия встречаются в различных районах, говорить о каких-либо региональных закономерностях в проявлении того или иного типа распределения по территории СССР не приходится. При неглубоком (менее 3—4 м) залегании грунтовых вод и при проницаемой зоне аэрации, не регулирующей процессы питания и разгрузки подземных вод, чаще всего наблюдаются I и V, реже II типы распределения.

Характер закона распределения и конфигурация кривых обеспеченности сильно зависят от длины ряда наблюдений. Построение таких кривых по ряду скважин с использованием фактических данных различной длины показало, что с увеличением продолжительности наблюдений правоасимметричные кривые могут превратиться в нормальные или левоасимметричные. Пятнадцатилетние ряды уже во многом отражают характер распределения уровней, а тридцатилетние — практически идентичны многолетним.

Аппроксимация асимметричных эмпирических кривых распределения (I—IV типов) кривыми Пирсона III типа и модификацией гамма-распределения, предложенной С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем, с учетом величины и знака коэффициента асимметрии показывает удовлетворительную сходимость.

Построение графиков многолетних колебаний уровней подземных вод и подземного стока не в абсолютных величинах, а в процентах обеспеченности позволяет составить обобщенные представления о характере изменений во времени режима и ресурсов подземных вод (рис. 8.8).

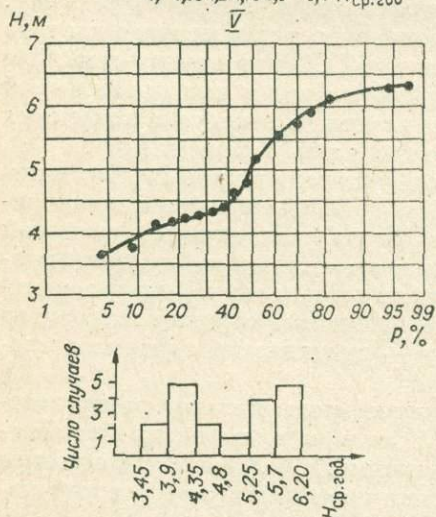
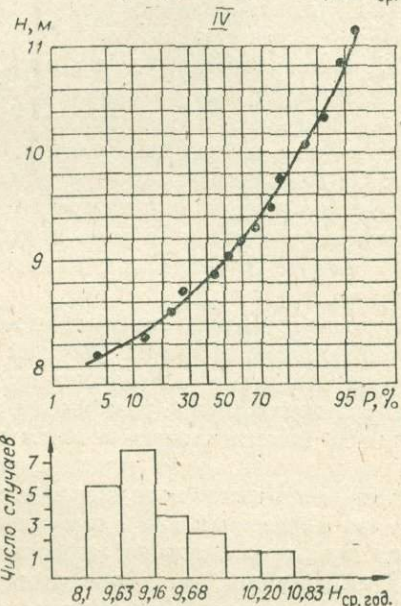
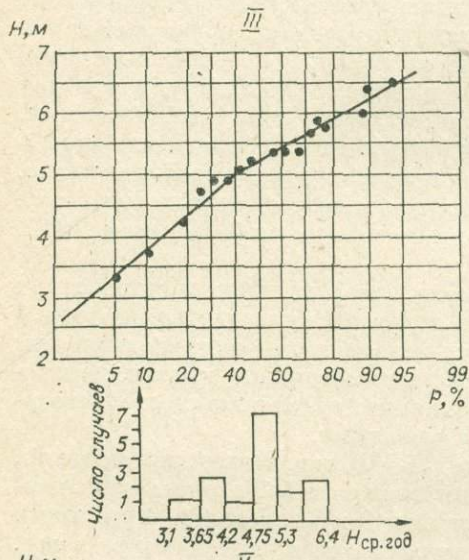
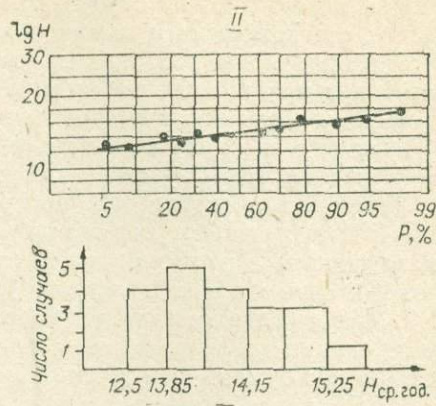
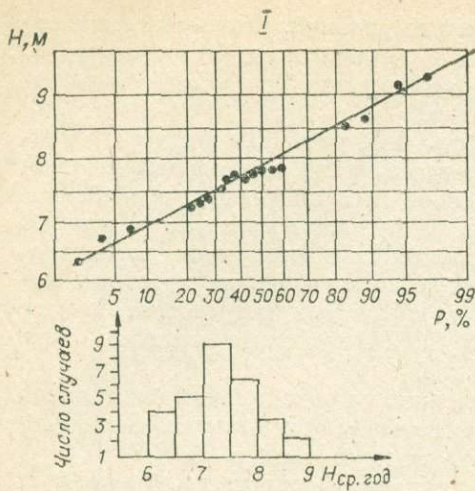


Рис. 8.7. Типы кривых распределения вероятностей и плотностей уровней подземных вод.

Способ получения обобщенной региональной характеристики режима подземных вод заключается в следующем [Rethati, 1965].

1. Как известно, особенности режима подземных вод (сезонные и многолетние амплитуды колебаний уровней и расходов подземных вод, темпы подъемов и спадов уровней и т. д.) зависят от многочисленных геологических, гидрогеологических, геоморфологических, биолого-почвенных,

криологических и других условий. Все это затрудняет сопоставление хронологических данных наблюдений за режимом подземных вод различных районов, да и отдельных площадей внутри одного района. Однако ряды наблюдений становятся значительно более сравнимыми, если их предста-

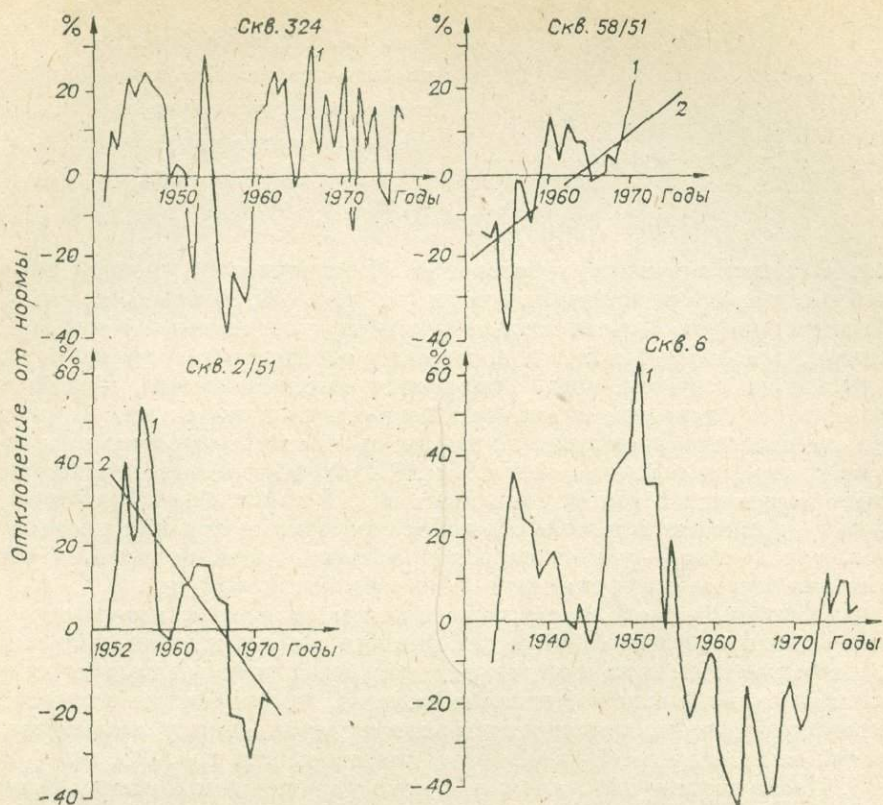


Рис. 8.8. Отклонение (1) среднегодовых значений уровней подземных вод по ряду скважин г. Москвы от региональных норм (2) в процентах обеспеченности.

вить в каких-либо нормированных показателях. Наиболее удобная форма представления хронологических графиков — их выражение в процентах обеспеченности. Поэтому по каждой из скважин выбранного региона по построенным графикам обеспеченности определяется обеспеченность значений среднегодового уровня каждого года за весь период наблюдений.

2. По всем скважинам района рассчитывается среднее значение обеспеченностей их уровней для каждого года отдельно.

Обобщенные характеристики режима подземных вод в СССР составляются впервые. В качестве примера приводятся расчеты (рис. 8.9) для территории г. Москвы и Московской области. В данном районе имеется большое количество специальных наблюдательных скважин для изучения режима грунтовых вод главным образом в ледниковых отложениях (флювиогляциальные пески и моренные суглинки). Предварительно скважины «отбирались» с целью исключения явно нарушенных хозяйственной деятельностью условий. В число таких скважин включены и скважины, характеризующие причудливый вид режима, где колебания подземных вод также нельзя считать естественными в связи с зарегулированностью поверхностного стока р. Москвы. Анализировались данные по всем скважинам независимо от длины имеющегося ряда наблюдений.

3. Рассчитываются отклонения обеспеченностей уровней подземных вод по каждой скважине от средней для данного года нормы обеспеченности, полученной по всем скважинам района, и строятся графики этих отклонений (см. рис. 8.8).

4. По характеру рассчитанных отклонений отбраковываются «нетипичные» для данного района скважины. Типичными или репрезентативными для изучаемого региона скважинами могут считаться такие, отклонения обеспеченностей уровней которых от региональных норм незначительны и не имеют явно выраженной направленности к увеличению или уменьшению во времени отклонений от среднегодовых региональных

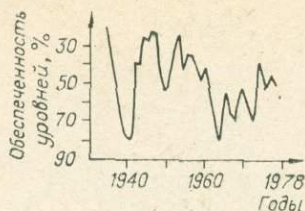


Рис. 8.9. Обобщенный региональный график многолетней изменчивости уровней грунтовых вод по территории Москвы и Московской области.

норм. В таких скважинах отклонения обеспеченностей уровней обычно колеблются около региональных норм (см. рис. 8.8, а) или соответствуют им полностью (что бывает крайне редко при ограниченном количестве скважин, использованных для построения обобщенных графиков).

В тех же случаях, когда отклонения обеспеченностей уровней подземных вод по каким-то скважинам изменяются направленно вверх или вниз относительно региональной нормы сравнительно постоянно в течение всего периода наблюдений (см. рис. 8.8, б), данные скважины характеризуют нарушенный режим подземных вод. В таких скважинах в одних случаях отражается влияние водозабора подземных вод или дренажных работ, а в других — утечек из водопроводных сетей, поливов, подпора грунтовых вод набережными или фундаментами зданий и т. п.

На графиках отклонений выявляются и скважины, которые долгое время были представительными для данного района и хорошо отражали региональные тенденции естественных колебаний уровней подземных вод, а затем оказались в зоне нарушенного режима, что проявилось в появлении с определенного времени явной тенденции к направленному отклонению их уровней от региональной нормы вниз или вверх (см. рис. 8.8, в).

5. После исключения скважин с явно нарушенным режимом подземных вод производится пересчет среднегодовых норм обеспеченностей уровней подземных вод только для типичных для данного района скважин. График среднегодовых норм обеспеченностей этих скважин и дает обобщенную региональную характеристику многолетнего режима подземных вод оцениваемой территории (см. рис. 8.9).

Учитывая, что анализируемые уровни грунтовых вод представлены в глубинах от поверхности земли, высокие проценты обеспеченности уровней означают большие глубины залегания грунтовых вод, и наоборот. В связи с этим при построении хронологических графиков обобщенных региональных характеристик режима подземных вод в целях придания им большей наглядности 0% обеспеченности уровней откладывается вверх, а 100% — вниз оси ординат.

Помимо разделения скважин с естественным и нарушенным режимом подземных вод и выбора репрезентативных для района скважин данный метод может широко применяться как для региональных обобщений, так и для составления площадных прогнозов режима подземных вод.

В частности, региональные характеристики режима подземных вод дают более объективную оценку связей подземных вод с различными крупномасштабными глобальными процессами (геоигеофизическими факторами, атмосферной циркуляцией и т. п.), позволяют вскрывать реально существующую в данном районе цикличность в режиме подземных вод, устанавливать более достоверно многолетние тенденции в изменениях ресурсов подземных вод различных по площади природных регионов. Более того, региональные обобщения, включая исследования синхронности и асинхронности режима подземных вод, обоснованно можно делать лишь по региональным характеристикам режима, исключая случайные и аномальные изменения в подземных водах, которые могут быть зафиксированы наблюдениями по отдельным скважинам.

Выражение уровней или расходов подземных вод не в абсолютных их значениях, а в процентах обеспеченности позволяет также абстрагироваться от частных особенностей режима, определяемых спецификой конкретных режимобразующих условий. Это дает возможность получить

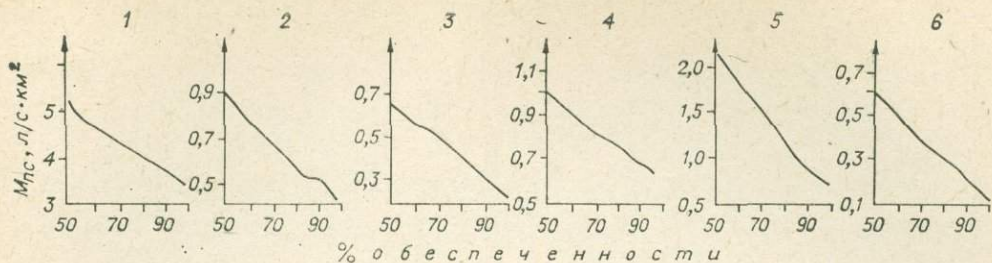


Рис. 8.10. Зависимость величины модулей подземного стока от заданной расчетной обеспеченности стока.

Реки: 1 — Печора; 2 — Сороть; 3 — Утроя; 4 — Вента; 5 — Преголя, 6 — Южный Буг.

объективную региональную характеристику режима подземных вод, типичную для больших площадей (для страны, отдельных регионов или континента в целом). Такие характеристики удобны для сравнения режима подземных вод разных районов и для составления обобщенных региональных прогнозов.

8.7. УЧЕТ МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Изученность неравномерности естественного восполнения запасов подземных вод позволяет оптимизировать их использование. При небольших регулирующих емкостях водоносных горизонтов за основу оцениваемых ресурсов подземных вод обычно принимаются расходы подземного стока 95%-ной обеспеченности, если закономерности смен серий маловодных лет многоводными не изучены. Величина же модулей подземного стока и, следовательно, естественных ресурсов подземных вод прямо зависит от задаваемого уровня обеспеченности. Так, снижение требуемой обеспеченности подземного стока только с 95 до 90% может увеличить ресурсы подземных вод на 10—15%, а иногда и на 50%, при снижении же требуемой обеспеченности с 95 до 50% ресурсы подземных вод могут увеличиться в 1,5—3 раза (рис. 8.10).

Расчеты на 50%-ную обеспеченность восполнения запасов подземных вод при требовании работы водозабора неограниченно долго возможны лишь при весьма значительных мощностях (или напорах) водоносных горизонтов, когда водоотбор из них несравнимо мал по отношению к емкости водоносного горизонта и его естественному питанию. Когда же водоотбор достигает соизмеримых величин с естественным питанием горизонта и максимально возможными привлекаемыми запасами, требуется уже учет многолетней изменчивости режима подземных вод. Предельно допустимый водоотбор в этом случае определяется оптимальным за многолетие восполнением запасов подземных вод и возможной сработкой емкости водоносных горизонтов в отдельные маловодные периоды, когда водоотбор превышает восполнение.

Основная проблема заключается в обосновании или прогнозе оптимальных периодов сработки емкостных или естественных запасов водоносных горизонтов в маловодные годы с учетом гарантированной компенсации восполнения сработанных запасов подземных вод в многоводные годы. Исследования по определению прогнозной продолжительности серий маловодных лет минимального подземного стока в СССР показали значительные перспективы увеличения использования подземных вод с учетом этого фактора. Задачей при этом является нахождение оптимальной расчетной обеспеченности, т. е. такой, при которой после каждой серии маловодных лет следует серия многоводных лет не меньшей продолжительности.

Эмпирический и теоретический анализы числа и длин серий маловод-

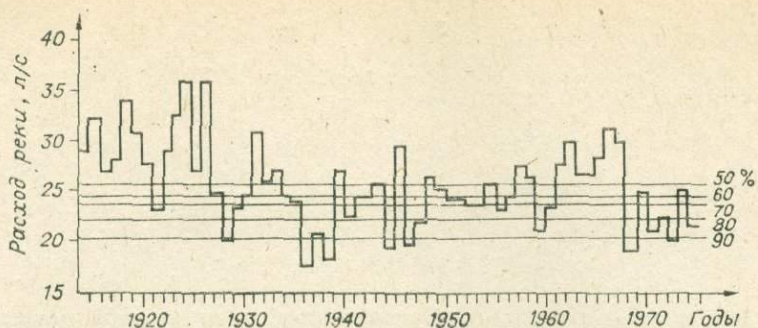


Рис. 8.11. Определение периодов продолжительности маловодных и многоводных лет по бассейну р. Печоры в зависимости от заданной расчетной обеспеченности подземного стока.

ных лет в подземном стоке показывают, что при снижении расчетной обеспеченности с ростом ресурсов подземных вод растут и число и продолжительность серий маловодных лет. Наиболее частая продолжительность маловодных периодов для всех расчетных обеспеченностей — одногодная, несмотря на то, что с уменьшением обеспеченностей отмечается общая тенденция к постоянному увеличению числа многолетних маловодных периодов, а также растет и разнообразие различных по продолжительности маловодных периодов. Это объясняется существенным вкладом двухлетней цикличности в общую дисперсию процесса. Гарантированность восполнения (т. е. процент случаев, когда после маловодной серии следует многоводная не меньшей продолжительности) закономерно растет при повышении уровня обеспеченности (от 50 до 95%) и достигает 100% при различных обеспеченностях в различных районах. Наиболее часто встречаются оптимальные обеспеченности 80% при значительной доле 70 и 90%.

Прогнозная оценка степени гарантированности восполнения запаса подземных вод может производиться и в вероятностной форме. Например, для бассейна р. Печоры на основе выполненных вышеуказанных расчетов в качестве естественных ресурсов подземных вод можно принять величину подземного стока 80%-ной обеспеченности с гарантией полной восполняемости запасов подземных вод после 2-летних маловодных периодов (рис. 8.11). Помимо этого, ресурсы подземных вод здесь можно оценить и по подземному стоку 70%-ной обеспеченности, но при этом следует иметь в виду, что гарантированность восполнения запасов подземных вод составит лишь 87%. Подобные оценки также необходимы, особенно в условиях дефицита воды, когда можно и приходится рассчитывать не только на минимально гарантированное количество запасов подземных вод, но и на их возможное сезонное или многолетнее увеличение, что можно предусмотреть при проектировании сечений трубопроводов.

Особенно существенно увеличиваются возможности использования подземных вод с учетом неравномерности питания подземных вод в районах конусов выноса, флювиогляциальных равнин и речных долин, где наряду с благоприятными условиями естественного восполнения запасов подземных вод имеются, как правило, большие регулирующие емкости водовмещающих пород.

Сработка емкостей водоносных горизонтов в речных долинах с прерывающимся или резко неравномерным поверхностным стоком позволяет регулировать этот сток в подземных емкостях. Данный способ регулирования поверхностного стока может конкурировать с созданием водохранилищ и по экономическим показателям, и по показателям качества потребляемой воды, и по эффективности использования водных ресурсов (за счет резкого уменьшения потерь воды на испарение с открытой поверхности водохранилищ).

ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Я. Методическое руководство по изучению режима подземных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 196 с.
- Барс Е. А., Глейзер В. Г. Гидрогеологические исследования нефтегазоносных областей в связи с выяснением роли воды в образовании и размещении месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1970.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков.— Сов. геология, 1965, № 1, с. 17—34.
- Богданова Л. Л. Закономерности формирования подземных вод гидрогеологических массивов Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1969. 19 с.
- Бондаренко С. С. и др. Изыскания и оценка запасов подземных промышленных вод. М.: Недра, 1976. 244 с.
- Боревский Л. В. Построение карт сопоставления напоров и их использование для гидрогеологических интерпретаций.— В кн.: Труды молодых ученых ВСЕГИНГЕО. М., 1969, с. 26—29.
- Брукс К., Карузере Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 271 с.
- Бугаев В. А., Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и эволюция циркуляции и погоды в Атлантико-Евразийском секторе полушария в 1968—1970 гг.— В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
- Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 304 с.
- Вангенгейм Г. Я. Особенности атмосферной циркуляции в различных эпохах и колебания климата.— В кн.: Труды II Всесоюзного географического съезда. Т. II. М.: Географиздат, 1948. 213 с.
- Варзар С. М. К вопросу об отыскании скрытых периодичностей (метод А. Шустера).— Записки ГГИ, 1934, т. XIII, с. 30—40.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 151 с.
- Вительс Л. А. Солнечная природа атмосферных ритмов.— Труды ЦИП, 1957, вып. 51, с. 66—72.
- Витинский Ю. И. Прогнозы солнечной активности. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 230 с.
- Витинский Ю. И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. М.—Л.: Наука, 1973. 230 с.
- Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. М.: Недра, 1971. 184 с.
- Гирс А. С. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
- Гуревич А. Е. Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. Л.: Недра, 1980. 215 с.
- Дзержевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. М.: ВИНТИ, 1968. 240 с.
- Дзержевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов.— Труды НИИ ГУГМС. Серия II, 1946, вып. 21, с. 64—199.
- Ежов Ю. А., Вдовин Ю. П. К вопросу о вертикальной гидродинамической зональности земной коры.— Сов. геология, 1970, № 8, с. 66—76.
- Зайцев И. К., Тарасов В. М. Некоторые проблемы гидродинамики артезианских бассейнов.— Сов. геология, 1972, № 11, с. 63—73.
- Зельцберг Э. А., Деч В. Н., Кноринг Л. Д. Долгосрочные прогнозы уровней подземных вод.— Разведка и охрана недр., 1970, № 10, с. 43—47.
- Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М.: Наука, 1977. 164 с.
- Зекцер И. С., Иванов В. А., Месхетели А. В. О разгрузке подземных вод в моря.— Водные ресурсы, 1972, № 3, с. 125—146.
- Кайсл Ч. Анализ временных рядов гидрологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 138 с.
- Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 377 с.
- Каменский Г. Н., Биндеман Н. Н., Вовнировская М. А., Альтовский М. Я. Режим подземных вод. М.: ОПТИ, 1938.
- Кац А. Л. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1964, № 6, 196 с.
- Киссин П. Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, с. 1123—1126.
- Ковалевский В. С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока. М.: Наука, 1976. 270 с.
- Ковалевский В. С. Основы прогнозов естественного режима подземных вод. М.: Стройиздат, 1974. 208 с.
- Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М.: Наука, 1973. 154 с.
- Коноплянцев А. А. Вековые и многолетние колебания уровня грунтовых вод на территории СССР.— В кн.: Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. ВСЕГИНГЕО, 1970, № 72, с. 34—54.

- Коноплянцев А. А.** Прогнозы режима подземных вод методом аналогии.— Разведка и охрана недр, 1968, № 2, с. 41—47.
- Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С.** К вопросу о региональных закономерностях режима грунтовых вод.— В кн.: Проблемы гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 168—175.
- Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М.** Естественный режим подземных вод и его закономерности. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 231 с.
- Коноплянцев А. А., Семенов С. М.** Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. М.: Недра, 1979. 193 с.
- Коноплянцев А. А., Семенов С. М.** Прогноз и картирование режима грунтовых вод. М.: Недра, 1974. 214 с.
- Корценштейн В. Н.** К теории и практике исследования водоносных систем нефтегазовых районов.— В кн.: Гидрогеология газонасыщенных районов Советского Союза. М., 1970, с. 9—95.
- Костяков А. И.** Основы мелиорации. М.: Сельхозгиз, 1931. 664 с.
- Костяков А. И.** Предупреждение заболачивания и засоления земель при орошении.— Науч. зап. Мосгидромелнор. ин-та им. В. Р. Вильямса, 1947, с. 3—23.
- Краймбейн У., Грейбил Ф.** Статистические модели в геологии. Серия науки о Земле. М.: Мир, 1969. 396 с.
- Крашн И. И.** Моделирование фильтрации и теплообмена в водоносных системах. М.: Недра, 1976. 159 с.
- Кротова В. А.** Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Л.: Гостоптехиздат, 1962. 330 с.
- Крылов М. М.** К методике изучения водного баланса орошаемых районов. Ташкент: Изд-во н.-техн. и соц.-эконом. лит-ры УзССР, 1939.
- Лебедев А. В.** Экспериментальный метод определения испарения грунтовых вод и их питание за счет инфильтрации атмосферных осадков в естественных условиях.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
- Магаренко Ф. А.** Некоторые результаты изучения подземного стока.— Тр. лабор. гидрогеол. проблем, 1948, т. 1, с. 51—66.
- Максимов И. В.** Гелиогеофизические связи и земные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 247 с.
- Методическое руководство по изучению режима подземных вод.** М.: Госгеолтехиздат, 1954. 196 с.
- Огильви П. А.** Термометрия как метод гидрогеологических исследований. М.: Геолгиздат, 1932. 32 с.
- Озябкин В. И., Коноплянцева А. А.** Применение методов математической статистики для анализа режима уровней подземных вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1967, № 9, с. 54—57.
- Пиннекер Е. В.** Проблемы региональной гидрогеологии: закономерности распространения и формирования подземных вод. М.: Наука, 1977. 196 с.
- Пиннекер Е. В.** Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Писарский Б. И., Хаустов А. П., Костин В. И.** Поясность подземного стока в горно-складчатых областях (на примере р. Джиды в Забайкалье).— Водные ресурсы, 1976, № 5, с. 100—105.
- Покровская Т. В.** Синоптико-климатические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 253 с.
- Рубашев Б. М.** Проблемы солнечной активности. М.—Л.: Наука, 1964. 362 с.
- Силин-Бекчурин А. И.** Метод построения гидродинамических сеток для случая переменного удельного веса подземных вод по данным гидрогеологических наблюдений при бурении.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М.: Госгеолтехиздат, 1941.
- Силин-Бекчурин А. И.** Движение глубоких подземных вод.— В кн.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 53—59.
- Степанов В. М.** Гидрогеохимическая зональность в горных районах Восточной Сибири.— В кн.: Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 1. Иркутск, 1959, с. 71—84.

- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
- Уломов В. И. Внимание, землетрясение! 1971. 100 с.
- Фролов Н. М. Геотермия. М.: Недра, 1968. 316 с.
- Ходьков А. Е., Валুকониц Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
- Чухров Ф. В. О возможности влияния вадозных вод на минерализацию некоторых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 1, с. 3—14.
- Шнитников А. В. Общие черты циклических колебаний уровней озер и увлажненности Евразии в связи с солнечной активностью.— Бюл. комиссии по использо- в. Солнца, 1969, № 3—4 (17—18), с. 65—78.
- Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука, 1969. 856 с.
- Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1963. 274 с.
- Эйтинген Г. Р. Гидрологическое значение леса. М.: Гослестехиздат, 1944.
- Jacob C. E. On the flow of water in an Elastic Artesian Aquifer.— Trans. Amer. Geoph. Union., 1940, vol. 21, p. 574—586.
- Rethati L. A. Talajvizjarast befolyasolo termesretek es mesteregek tengerök valtorasana- nar virsgalata.— Hidrologiai Közlöny, 1965. 12 sr.
- Robinson T. W. Earth tides shown by fluctuations of water levels in wells in New Mexico and Iowa.— Trans. Amer. Geoph. Union., 1939, vol. 20, part IW, p. 656—666.
- Stallman R. W. Steady one-dimensional fluid flow in a semifinite porous medium with sinusoidal surface temperature.— G. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 12, p. 2821—2827.
-

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕСУРСОВ И ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

9. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О РЕСУРСАХ И ЗАПАСАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Подземные воды, пригодные для использования в народном хозяйстве, следует рассматривать как полезное ископаемое. Однако подземные воды представляют собой одновременно элемент природы, важный для жизни человека. Поэтому при решении вопроса об использовании подземных вод необходимо считаться не только с технико-экономической целесообразностью, но и с задачами охраны природы, которые часто являются определяющими.

В соответствии с «Основами водного законодательства Союза ССР и союзных республик» подземные воды питьевого качества должны использоваться в основном только для нужд питьевого или бытового водоснабжения населения, и лишь в исключительных, особо обоснованных случаях допускается использование подземных вод для орошения или в технических целях.

В отличие от других полезных ископаемых (твердых, нефти и газа) подземные воды имеют ряд специфических особенностей, которые необходимо учитывать при оценке их запасов и определении перспектив практического использования.

Главной особенностью запасов подземных вод является их возобновляемость. Подземные воды — единственное полезное ископаемое, в процессе эксплуатации которого во многих случаях происходит не только его расходование, но и дополнительное формирование, вызванное усилением питания подземных вод. Источниками такого дополнительного питания могут служить поверхностные воды, подземные воды смежных с эксплуатируемым водоносных горизонтов, уменьшение испарения подземных вод при понижении их уровня. Запасы подземных вод могут формироваться также в результате проведения различных водохозяйственных мероприятий (гидротехнического строительства, орошения), при проведении специальных мероприятий по искусственному восполнению подземных вод.

Другая существенная особенность подземных вод связана с их подвижностью и тесной взаимосвязью с окружающей средой. Эта взаимосвязь находит отражение в граничных условиях (взаимосвязь подземных и поверхностных вод, условия питания и разгрузки подземных вод). Граничные условия проявляются в процессе эксплуатации водозаборов и во многом определяют возможность использования подземных вод, в то время как влияние внешней среды на месторождения твердых полезных ископаемых проявляется в течение геологического времени.

Отметим еще одну важную особенность подземных вод, связанную с оценкой перспектив их использования. Она заключается в том, что возможность отбора подземных вод зависит не только от количества воды, находящейся в пласте и поступающей в пласт в естественных условиях, но и от фильтрационных свойств водовмещающих пород, определяющих сопротвление движению подземных вод к водозаборным сооружениям.

Перечисленные основные особенности подземных вод, отличающие их от других полезных ископаемых, определили необходимость выделе-

ния нескольких понятий, характеризующих: а) количество воды, находящейся в водоносном горизонте; б) количество воды, поступающей в водоносный горизонт в естественных и нарушенных условиях; в) количество воды, которое может быть отобрано рациональными водозаборами для народного хозяйства.

Таким образом, если при оценке перспектив использования твердых полезных ископаемых, нефти и газа достаточно знать только их запасы, то для подземных вод этого недостаточно для определения возможности их рациональной эксплуатации.

Об этом очень четко и ясно еще в начале 30-х годов писал один из основоположников советской гидрогеологии Ф. П. Саваренский (1934, с. 8): «Подземные воды не обладают постоянными запасами, как прочие полезные ископаемые, так как они возобновляются в процессе круговорота воды на земном шаре. Определение запасов подземных вод в большинстве случаев не имеет того практического значения, как для всех прочих полезных ископаемых. При использовании подземных вод, например, для водоснабжения приходится рассчитывать не на тот объем, который занимают подземные воды в земной коре или в данном бассейне или водоносном слое, а на приток подземных вод»...

Емкость водоносного горизонта и запасы подземных вод в нем могут быть невелики, но производительность данного горизонта может быть значительной, если он обеспечен в своем питании. И, наоборот, бассейн подземных вод может обладать значительными размерами, но ежегодный приход воды в его баланс может оказаться небольшим.

Поэтому правильнее говорить не о *запасах* подземных вод, а об их *ресурсах*, понимая под этим термином обеспеченность водного баланса данного района подземными водами, и оставляя за термином *запасы* лишь определение тех количеств воды, которые находятся в данном бассейне или в слое и зависят от его емкости, а не от поступления воды и ее расхода.

Классификация ресурсов и запасов подземных вод посвящена обширная гидрогеологическая литература. Наиболее полно эти вопросы рассматриваются в работах Ф. М. Бочевера (1957), Н. Н. Биндемана и Л. С. Язвина (1970), Б. И. Куделина (1960), Н. Н. Биндемана и Ф. М. Бочевера (1964).

Запасы и ресурсы подземных вод подразделяются на естественные, искусственные, привлекаемые, эксплуатационные.

Естественные запасы — масса гравитационной воды в пласте в естественных условиях. Часть этой массы, которую можно извлечь из пласта при снижении давления за счет упругого расширения воды и сжатия породы (уменьшения пористости), принято называть упругими запасами.

При оценке запасов подземных вод для водоснабжения естественные запасы целесообразно выражать в единицах объема.

Естественные ресурсы — количество воды, поступающей в водоносный горизонт в естественных условиях в результате инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек и озер, перетекания из выше- и нижележащих горизонтов, притока со смежных территорий. Естественные ресурсы водоносного горизонта равны сумме всех приходных или расходных (подземный приток в реки и озера, испарение, транспирация растительностью, родниковый сток, перетекание в смежные горизонты) элементов баланса. Они выражаются в единицах расхода или величинах слоя воды (обычно в мм/год), поступающей на уровень подземных вод в области их питания.

Искусственные запасы — объем подземных вод в пласте, накопившихся в результате орошения, подпора водохранилищами или фильтрации из них, искусственного восполнения подземных вод (магазинирование).

Искусственные ресурсы — количество воды, поступающей в водоносный горизонт в результате фильтрации из каналов и водохранилищ, орошения, а также проведения мероприятий по искусственному питанию подземных вод.

Привлекаемые ресурсы — увеличение питания подземных вод при эксплуатации водозаборов в связи с возникновением или усилением фильтрации из рек, озер, перетеканием из смежных, обычно вышерасположенных водоносных горизонтов.

Понятия «эксплуатационные запасы» и «эксплуатационные ресурсы» подземных вод являются, в сущности, синонимами. Под ними понимается то «количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока потребления» [Инструкция..., 1978]. Эта величина, таким образом, представляет собой производительность водозабора и выражается в единицах расхода (обычно в м³/сут).

Эксплуатационные ресурсы подземных вод того или иного региона определяются не только гидрогеологическими условиями, но и схемой эксплуатации (размещением водозаборов, расстояниями между ними, расходами отдельных водозаборов). В связи с этим Н. Н. Биндеман (1972) предложил выделить два понятия: «потенциальные эксплуатационные ресурсы» и «прогнозные эксплуатационные ресурсы». Под потенциальными понимаются ресурсы подземных вод, которые могут быть получены при размещении водозаборов по всей площади распространения водоносного горизонта и при расстояниях между водозаборами, обеспечивающими полное использование естественных, привлекаемых и искусственных запасов и ресурсов подземных вод с учетом заданного понижения уровня и принятого срока эксплуатации. Потенциальные ресурсы характеризуют максимальное количество воды, которое может быть отобрано из водоносного горизонта. В отличие от потенциальных прогнозные эксплуатационные ресурсы соответствуют определенной схеме размещения водозаборных сооружений. Так как водовмещающие породы обладают фильтрационными сопротивлениями, прогнозные ресурсы, соответствующие определенной схеме расположения водозаборов, обычно меньше потенциальных, и только в отдельных случаях прогнозные ресурсы могут достигать величины потенциальных. Долю возможного использования потенциальных ресурсов при той или иной схеме расположения водозаборов Н. Н. Биндеман (1973) предложил назвать прогнозированным коэффициентом использования подземных вод.

Соотношение между различными видами запасов и ресурсов подземных вод определяется следующим балансовым уравнением: [Биндеман, Язвин, 1970]:

$$Q_0 = \alpha_1 Q_e + \alpha_2 \frac{V_e}{t} + \alpha_3 Q_{и} + \alpha_4 \frac{V_{и}}{t} + Q_{пр}, \quad (9.1)$$

- где Q_0 — эксплуатационные ресурсы (запасы);
 Q_e и $Q_{и}$ — соответственно естественные и искусственные ресурсы;
 V_e и $V_{и}$ — соответственно естественные и искусственные запасы;
 $Q_{пр}$ — привлекаемые ресурсы;
 t — время, на которое рассчитываются эксплуатационные ресурсы;
 $\alpha_1; \alpha_2; \alpha_3; \alpha_4$ — коэффициенты использования соответственно естественных ресурсов, естественных запасов, искусственных ресурсов, искусственных запасов.

Эксплуатационные ресурсы (запасы) подземных вод могут быть обеспечены источниками формирования или на определенный ограниченный срок эксплуатации, или на неограниченное время. В последнем случае источником формирования эксплуатационных ресурсов являются естественные и искусственные ресурсы, а также привлекаемые ресурсы (если они, в свою очередь, обеспечены на неограниченный срок эксплуатации), так как при $t \rightarrow \infty$ второй и четвертый члены в правой части уравнения стремятся к нулю.

Несомненно, что при решении различных народнохозяйственных проблем, связанных с использованием подземных вод, первоочередное значение имеет оценка эксплуатационных ресурсов (запасов) подземных вод, величина которых позволяет судить о возможности и целесообразности использования подземных вод. Однако подсчет других видов запасов и ресурсов подземных вод необходим для оценки отдельных источников формирования эксплуатационных ресурсов подземных вод, для количественной характеристики питания и запасов подземных вод водоносных горизонтов и структур в естественных условиях, оценки темпов водообмена подземных вод, их роли в общем водном балансе и общих водных ресурсах.

Ресурсы пресных подземных вод в СССР изучаются в основном в двух направлениях: 1) разведка и оценка эксплуатационных запасов подземных вод для обеспечения водоснабжения конкретных объектов (городов, предприятий) и 2) дается региональная оценка естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод для перспективного планирования возможностей их использования.

Первая задача благодаря работам советских гидрогеологов (М. Е. Альтовский, Н. Н. Биндеман, Ф. М. Бочеввер, Н. А. Плотников, Н. И. Плотников, С. Ш. Мирзаев, Л. С. Язвин и др.) достаточно хорошо разработана в научно-методическом отношении. Исследования по второму направлению стали широко проводиться в последние 15—20 лет в связи с необходимостью оценить перспективы отдельных крупных территорий и страны в целом с точки зрения обеспеченности ресурсами пресных подземных вод.

В последующих главах в соответствии с общим проспектом «Основ гидрогеологии» и целевым назначением тома «Гидрогеодинамика» излагаются основы методики региональной оценки ресурсов подземных вод и анализируются основные закономерности и особенности их формирования и распределения в различных гидрогеологических условиях.

10. РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСОВ И ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

10.1. ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под естественными ресурсами подземных вод понимается обеспеченный питанием расход подземных вод, т. е. та их часть, которая непрерывно возобновляется в процессе общего круговорота влаги на Земле [Куделин, 1960]. Естественные ресурсы характеризуют величину питания подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, поглощения речного стока и перетекания из других водоносных горизонтов, суммарно выраженную величиной расхода потока. Естественные ресурсы подземных вод являются, таким образом, показателем восполнения подземных вод, отражающим их основную особенность как возобновляемого полезного ископаемого. В среднемноголетнем значении величина питания подземных вод за вычетом испарения равна величине подземного стока. Поэтому в практике гидрогеологических исследований естественные ресурсы подземных вод обычно выражаются среднегодовыми или минимальными значениями модулей подземного стока ($л/с \cdot км^2$) или величиной слоя воды (мм/год), поступающей в водоносный горизонт в области его питания. Для подземных вод зоны интенсивного водообмена, находящихся в сфере дренирующего воздействия речной сети и питающихся главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, важными характеристиками являются коэффициенты подземного стока μ и коэффициенты подземного питания рек. Коэффициенты подземного стока показывают отношение подземного стока к выпадающим атмосферным осадкам, т. е. какая часть

атмосферных осадков расходуется на питание подземных вод за тот или иной период времени. Коэффициенты подземного питания рек (отношение дренируемого подземного стока к общему речному стоку) показывают, какая часть расхода рек обеспечена за счет их питания подземными водами.

Следует отметить, что тезис «питание подземных вод эквивалентно подземному стоку» (при этом имеется в виду инфильтрационное питание), широко используемый при различных исследованиях естественных ресурсов подземных вод, справедлив только для среднесрочных данных при изучении крупных территорий, например в пределах какого-либо артезианского бассейна, всей площади распространения водоносного горизонта и т. п. При детальном исследовании отдельных участков могут быть выделены случаи, когда подземный сток существует, а инфильтрационное питание подземных вод на данном участке практически отсутствует (например, так называемый транзитный подземный сток в районах развития с поверхности мощных водоупорных толщ). Кроме того, надо иметь в виду, что в полуаридных и особенно аридных районах важной расходной статьей баланса является величина испарения с уровня подземных вод в естественных условиях. При снижении уровня воды при эксплуатации водоносного горизонта в пределах депрессионной воронки за счет снятия испарения «образуются» значительные запасы воды. По сути и физическому смыслу определенная величина испарения с уровня подземных вод является составной частью их естественных ресурсов. Поэтому естественные ресурсы равны подземному стоку именно за вычетом испарения с поверхности подземных вод или когда этой величиной можно пренебречь.

Из сказанного следует принципиально важный вывод о том, что оценку подземного стока и естественных ресурсов подземных вод следует проводить применительно к отдельно выделенным балансовым районам, которые в зависимости от целей исследований с учетом возможного использования подземных вод могут быть разными.

В качестве балансовых районов ведущего ранга могут быть приняты такие подземные водоносные системы, как седиментационные бассейны, горноскладчатые массивы, щиты. Балансовыми районами следующего порядка могут являться площади распространения того или иного рассматриваемого водоносного горизонта, включающие его области питания, стока и разгрузки. При более детальном исследовании выделяются балансовые площади более низких порядков, например речные бассейны или их части, участки развития подземных вод различных типов (воды карстовых массивов, аллювиальных отложений и флювиогляциальных равнин) и т. д. Оценка ресурсов подземных вод по балансовым районам (с учетом водообмена с соседними) имеет важное значение для составления водохозяйственных балансов.

Как уже отмечалось, при региональной оценке определяются средние характеристики ресурсов подземных вод для выделенного балансового района в целом, охватывающего обычно достаточно крупные территории, а не для отдельного локального участка подземных вод. Поэтому методы расчета величины питания подземных вод по опытным данным натурных и инструментальных исследований (например, по данным лизиметрических наблюдений или путем расчета баланса грунтовых вод по опытным наблюдениям) оказываются практически неприемлемыми для региональных исследований ввиду малочисленности таких наблюдений для многих районов и сложности их экстраполяции на значительные площади. Подобные методы могут использоваться лишь для контроля региональных величин питания подземных вод за исключением, конечно, тех районов, где сеть таких наблюдений столь значительна, что может быть использована и для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод определенного балансового района.

Основные методы региональной оценки подземного стока могут быть типизированы в зависимости от того, где подземный сток оценивается:

на участках питания, транзита или разгрузки подземных вод. Следует при этом иметь в виду, что само выделение областей питания, транзита и разгрузки в свете современных представлений о процессах перетекания подземных вод весьма условно. В ряде случаев в областях транзита подземных вод происходит их частичное питание на возвышенностях и разгрузка в речных долинах. Тем не менее такая типизация методов оценки подземного стока весьма полезна для выяснения возможности их применения в различных природных условиях.

Основными методами региональной оценки подземного стока в области питания подземных вод считаются метод расчета величины инфильтрации по данным наблюдений за режимом уровней подземных вод, метод среднегогодового водного баланса областей питания подземных вод и метод расчета изменений меженного расхода реки на участке между двумя гидрометрическими створами (в районах поглощения речного стока). В областях транзита используется гидродинамический метод расчета расхода потока, а в областях разгрузки подземных вод — методы генетического расчленения гидрографов рек, расчета изменений меженного расхода реки на участке между двумя гидрометрическими створами, среднегогодового водного баланса областей разгрузки подземных вод, оценки естественных ресурсов подземных вод по родниковому стоку, а также гидрохимический и гидродинамический методы. Остановимся кратко на характеристике методов.

Для гумидной зоны с хорошо развитой речной сетью широко используется комплексный гидролого-гидрогеологический метод расчленения гидрографов рек за многолетний период [Куделин, 1949, 1960; Попов, 1968]. Сущность его состоит в учете конкретных гидрогеологических условий речных бассейнов и закономерностей подземного стока в реку из всех водоносных горизонтов зоны дренирования. Режим и динамика подземного стока в реки из отдельных водоносных горизонтов, дренируемых речной сетью, определяются условиями залегания и питания грунтовых и артезианских вод в данном речном бассейне или его части и положением мест разгрузки по отношению к урезу реки. В тех случаях, когда дренируемые водоносные горизонты имеют гидравлическую связь с рекой и в период весеннего половодья происходит подпор грунтовых вод, что характерно для большинства равнинных рек, расчленение гидрографа речного стока на поверхностную и подземную составляющие производится с учетом процессов берегового регулирования подземного стока [Куделин, 1960].

Различный характер гидравлической связи подземных и речных вод, формирующий режим подземного стока в реку из дренируемых горизонтов, обуславливает разные схемы расчленения гидрографов рек. Подробно методика расчленения гидрографов рек и расчета среднегогодовых величин подземного стока изложена в литературе [Куделин, 1960; Подземный сток..., 1966; Попов, 1968; и др.].

Метод расчленения гидрографа реки и определения подземного стока позволяет получить среднегодовую величину естественных ресурсов подземных вод, формирующихся в бассейне реки или его части. Минимальную величину естественных ресурсов можно получить проще, без специального расчленения гидрографов, приняв за подземный сток среднюю величину расхода реки в период устойчивой межени. Как показывает опыт региональной оценки подземного стока, в центральных районах европейской части СССР минимальные величины естественных ресурсов подземных вод меньше среднегодовых величин примерно в 1,5 раза.

Возможность применения этого метода обусловлена тем, что подземный сток зоны интенсивного водообмена в районах с постоянной речной сетью формируется под дренирующим воздействием речных систем. Следовательно, естественные ресурсы пресных подземных вод для гумидной зоны могут быть охарактеризованы величиной подземного стока в реки, определяемой на основе генетического расчленения гидрографа (гидрограммы) общего стока рек, и путем выделения на нем той части, которая

формируется за счет дренирования водоносных горизонтов и комплексов.

В некоторых случаях величину подземного стока приближенно можно определить путем расчета изменения межженного расхода реки на участке между двумя гидрометрическими створами. Величина изменения расхода реки на бесприточном участке (или за вычетом суммы расхода притоков), определенная в период устойчивой межени, будет характеризовать подземный сток из дренируемых водоносных горизонтов или величину питания подземных вод за счет поглощения речного стока. Гидрометрические створы должны быть выбраны таким образом, чтобы разность в расходах реки в первом и во втором створах превышала суммарную величину погрешностей измерения расходов реки. В районах, где питание подземных вод осуществляется в основном за счет поглощения поверхностного стока, а также в районах широкого развития карста указанный метод позволяет рассчитывать годовые величины естественных ресурсов подземных вод.

Очень важное преимущество указанных методов определения подземного стока заключается в возможности получения их среднесезонных характеристик в результате использования уже имеющихся гидрометрических данных по расходам рек без специальных дорогостоящих разведочных и опытных гидрогеологических работ. Эти методы являются основными при оценке подземного стока и естественных ресурсов подземных вод в областях с хорошо развитой речной сетью при наличии длительных наблюдений за расходом реки. Следует отметить, что величины подземного стока, полученные указанными методами, характеризуют естественные ресурсы подземных вод всей зоны дренирования, включающей обычно несколько водоносных горизонтов и комплексов. Для того чтобы оценить естественные ресурсы каждого из основных водоносных горизонтов зоны дренирования, необходимо проанализировать гидрогеологические условия рассматриваемого района — распространение, мощность, литологический состав и проницаемость отдельных водоносных слоев и охарактеризовать степень участия основных водоносных горизонтов в подземном питании рек.

В ряде случаев применение рассматриваемых методов затруднено или невозможно ввиду специфических особенностей отдельных регионов — значительного развития искусственного орошения, искажающего естественные условия речного стока и питания подземных вод, зарегулированности речного стока, существенного несовпадения поверхностного и подземного водосборов вследствие особенностей гидрогеологических условий речных бассейнов и др. Особенно важно иметь в виду искусственное регулирование речного стока, практически исключающее возможность использовать комплексный гидролого-гидрогеологический метод расчленения гидрографов рек для региональной оценки подземного стока и естественных ресурсов подземных вод. Поэтому метод расчленения гидрографов рек можно рекомендовать для небольших речных бассейнов, находящихся в естественных условиях. На зарегулированных реках при наличии длинных рядов наблюдений для расчленения гидрографов следует использовать данные измерения расходов рек до периода начала регулирования стока. В отдельных случаях на незарегулированных участках реки может быть использован метод расчета подземного стока по изменениям ее межженного расхода.

При достаточно длительных наблюдениях за режимом уровня подземных вод в естественных условиях величина питания подземных вод может быть определена путем обработки и анализа данных этих наблюдений. Она рассчитывается по отдельным скважинам по среднегодовой амплитуде колебания уровня (за многолетний период) с учетом вида режима подземных вод и значению величины недостатка насыщения или водоотдачи [Ковалевский, 1970]. Величина водоотдачи или недостатка насыщения рассчитывается по результатам опытных работ или определяется по литературным данным с корректировкой их применительно к конкретным гидрогеологическим условиям. Последнее значительно снижает

точность определения величины инфильтрационного питания подземных вод и делает его весьма условным. Применение указанного метода для региональной оценки инфильтрационного питания сложно, а часто и невозможно из-за необходимости экстраполяции величины питания, полученной в точке (скважине), на значительные площади.

Для оценки подземного стока также используется гидродинамический метод расчета расхода подземного потока по известным аналитическим зависимостям или путем моделирования. Работа заключается в сборе и обработке имеющихся данных по гидрологическим параметрам. Гидродинамический метод расчета потока широко применяется в практике гидрогеологических исследований. Однако его использование для региональной оценки подземного стока определяется степенью гидрогеологической изученности исследуемых территорий (наличием и количеством скважин, по которым рассчитываются гидрогеологические параметры). Точность расчета подземного стока этим методом зависит от количества и представительности информации о значениях водопроницаемости водоносных пластов и гидравлических градиентов потоков подземных вод.

Недостатком гидродинамического метода расчета расхода потока является необходимость осреднения единичных значений гидрогеологических параметров, вычисленных по результатам опытно-фильтрационных работ, а также невозможность получения представления об изменчивости характеристики подземного стока в многолетнем разрезе.

Вместе с тем значение гидродинамического метода в дальнейшем будет, вероятно, возрастать ввиду сокращения территорий с естественным режимом подземных и поверхностных вод.

Подземный сток глубоких артезианских водоносных горизонтов, расположенных ниже зоны дренирования речной сетью, может быть оценен путем составления и решения уравнения среднесноголетнего водного баланса для речного бассейна или его части [Куделин, 1960]. Для этого первоначально проводится структурно-гидрогеологический анализ территории с целью выделения областей преимущественного питания и разгрузки подземных вод. Выделенные области разбиваются на расчетные балансовые участки, соответствующие речным бассейнам или их частям. Величина глубокого подземного стока за многолетний период определяется по уравнениям:

$$W = x_0 - y_0 - z_0 \quad (10.1)$$

или

$$W' = y_0 + z_0 - x_0, \quad (10.1a)$$

где x_0 — среднесноголетняя величина атмосферных осадков; y_0 — среднесноголетняя величина речного стока; z_0 — среднесноголетняя величина испарения; W — среднесноголетняя величина инфильтрации в глубокие водоносные горизонты в области питания; W' — величина артезианского стока в области разгрузки.

Уравнение (10.1) справедливо для балансовых участков, расположенных в областях питания глубоких артезианских вод, а (10.1a) — для участков, расположенных в областях разгрузки артезианских вод. Основное условие возможности применения этого метода для оценки величины инфильтрационного питания глубоких вод — определение всех основных элементов уравнения водного баланса (x_0 , y_0 , z_0) независимыми методами. При расчетах следует помнить, что для выделенных регионов нельзя суммировать естественные ресурсы подземных вод одного и того же водоносного комплекса, оцененные в области питания водоносного горизонта и в области его разгрузки.

Практическое использование метода водного баланса для оценки глубокого подземного стока определяется тем, насколько величина W больше величины погрешностей расчета остальных элементов водного баланса. Учитывая, что точность определения основных элементов водного балан-

са — осадков и особенно испарения — остается пока невысокой, указанное ограничение метода для расчета подземного стока становится существенным, что часто вообще исключает возможность его применения.

В интенсивно закарстованных, а также в некоторых горных районах, где разгрузка подземных вод происходит главным образом через родники и невозможно применить перечисленные выше методы расчета, подземный сток может быть ориентировочно оценен путем определения среднегодовых значений родникового стока за многолетний период (в случае наличия наблюдений за режимом расхода родников). Однако родниковым стоком оценивается не весь подземный сток, а только его небольшая часть. Поэтому суммарный дебит родников может служить показателем величины подземного стока для тех районов, где основные водоносные горизонты, формирующие подземный сток, гидравлически не связаны с рекой, будучи развиты выше современного эрозионного вреза (например, юрский водоносный горизонт, подстилаемый породами таврической свиты, в Крыму).

Гидрохимический метод оценки притока подземных вод в реку [Иванов, 1948; Балашов, 1959; Зекцер, 1963; и др.] основан на сопоставлении общей минерализации воды (или концентрации в ней какого-либо иона, обычно хлора) в реке в разные сезоны года и подземных вод. При этом обычно не рассматриваются гидрохимические процессы, происходящие при разгрузке подземных вод в реку, что придает расчетам некоторую условность. Использование этого метода требует специальных гидрохимических работ, поэтому гидрохимический метод широко не применяется.

Приведенная краткая характеристика основных методов региональной оценки подземного стока и естественных ресурсов подземных вод показывает, что каждый из них имеет определенные преимущества и недостатки. Поэтому выбор метода оценки зависит прежде всего от конкретных природных условий того или иного балансового района, а также от цели исследований. Определяющими при этом служат особенности формирования и движения подземных вод. Так, для грунтовых вод могут быть использованы методы расчленения гидрографов реки и расчета величин питания по данным наблюдений за режимом уровней подземных вод, для артезианских вод платформенных областей — гидродинамические методы расчета расхода потока, метод расчленения гидрографов рек в районах дренирования подземных вод и метод среднесезонного водного баланса для участков питания или разгрузки подземных вод.

В карстовых районах естественные ресурсы подземных вод могут быть оценены по изменению меженьного расхода реки на участке между двумя гидрометрическими створами, по родниковому стоку, а в некоторых случаях — путем расчленения гидрографов рек.

В конусах выноса основной метод оценки естественных ресурсов подземных вод — расчет расхода потока или определение суммарной величины родникового стока в зоне их выклинивания.

При оценке естественных ресурсов подземных вод аллювиальных отложений речных долин необходимо различать питание (расход), которое поступает к долине из коренного ложа (это питание может быть оценено различными методами, в основном гидродинамическими), и питание, которое формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков непосредственно в аллювиальные отложения (последняя величина может быть определена по данным наблюдений за режимом уровня аллювиальных вод).

Общая величина естественных ресурсов подземных вод речных долин может быть приближенно определена по приращению меженьного расхода реки. Рассматривая речную долину в качестве самостоятельного балансового района, необходимо отдельно оценивать поступление воды из коренного берега и инфильтрацию атмосферных осадков непосредственно в аллювиальные отложения. При этом, определяя естественные ресурсы подземных вод региона, включающего несколько балансовых районов, нужно следить за тем, чтобы не учесть эту величину дважды: на водораздельных частях и непосредственно в долине.

Важно подчеркнуть, что рассмотренные методы региональной оценки подземного стока и естественных ресурсов подземных вод не конкурируют, а взаимно контролируют и дополняют друг друга. При наличии необходимых исходных данных следует стремиться к комплексному применению нескольких методов, что значительно повышает достоверность проводимых расчетов.

Составление карт подземного стока позволяет выявить основные закономерности их формирования и распределения по территории. Легенда карт подземного стока может быть различной в зависимости от масштаба их составления. Однако принципиально важным является составление комплексной карты, т. е. отображение на единой основе не только самих величин подземного стока, но и гидрогеологических условий его формирования (возраст и состав водовмещающих пород, минерализация вод основных водоносных горизонтов, участки интенсивного развития карста, поглощения речного стока, районы влияния хозяйственной деятельности на формирование подземного стока), что значительно повышает информативность таких карт и, главное, позволяет раскрыть основные закономерности формирования подземного стока и естественных ресурсов подземных вод.

10.2 ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Методика региональной оценки эксплуатационных ресурсов пресных и солоноватых подземных вод впервые была разработана Н. Н. Биндеманом и Ф. М. Бочевеком в начале 60-х годов в связи с составлением Генеральной схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов СССР. В дальнейшем при проведении региональных оценок ресурсов подземных вод отдельных крупных регионов эта методика совершенствовалась и в настоящее время основные ее положения могут быть представлены в следующем виде.

Региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод сводится к определению величины водоотбора из водоносных горизонтов при условии, что к концу эксплуатации величина понижения уровня подземных вод не должна превышать проектного значения, а качество воды должно удовлетворять определенным кондициям. При региональной оценке производится подсчет как потенциальных, так и прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод. Нужно подчеркнуть, что региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод позволяет не только установить потенциальную возможность использования подземных вод в отдельных регионах, но и является научным обоснованием плана поисково-разведочных работ с целью решения вопросов водоснабжения и орошения конкретных объектов.

При этом оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов может проводиться для определения:

- а) общих прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод с расположением основных водозаборов;
- б) величины эксплуатационных ресурсов подземных вод применительно к схеме размещения конкретных водопотребителей и заявленным потребностям в воде.

Н. Н. Биндеман предложил проводить региональную оценку эксплуатационных ресурсов подземных вод в два этапа. На первом (до выявления конкретных потребителей) оцениваются потенциальные эксплуатационные ресурсы, а также определяются прогнозные эксплуатационные ресурсы (прогнозные коэффициенты использования) применительно к схеме размещения условных водозаборов (например, по равномерной сетке скважин с различными расстояниями между водозаборами). Оценка потенциальных эксплуатационных ресурсов позволяет определить максимально возможный отбор подземных вод из водоносного горизонта. Рас-

четы прогнозных эксплуатационных ресурсов по равномерной сетке условных водозаборов позволяют охарактеризовать общие возможности использования подземных вод для водоснабжения в том или ином районе, что необходимо для перспективного планирования развития различных отраслей народного хозяйства и проведения разведочных работ на подземные воды.

На втором этапе региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод проводится с учетом схемы существующего и планируемого водопотребления и заявленных потребностей на перспективу. В результате устанавливается принципиальная возможность использования подземных вод для конкретных потребителей. Проектное решение по организации водоснабжения за счет подземных вод может быть принято только по результатам специальных работ при утверждении эксплуатационных запасов подземных вод по промышленным категориям.

В нашей стране за последние годы накоплен значительный опыт исследований в области региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод. Впервые такая оценка была выполнена в начале 60-х годов для гидрогеологического обоснования Генеральной схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов. При этом использовалась методика оценки, разработанная Н. Н. Биндеманом и Ф. М. Бочевеком (1964). В результате была составлена карта модулей эксплуатационных ресурсов подземных вод масштаба 1 : 5 000 000. Под модулем эксплуатационных ресурсов понимался расход воды (в л/с), который можно получить в среднем с 1 км² площади распространения водоносного горизонта. При данной оценке, по существу, были определены общие прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод при условии равномерного размещения водозаборов. В связи с малым шагом сетки (расстояние между условными водозаборами было принято равным 5 км) прогнозные ресурсы во многих случаях (главным образом для напорных вод) оказались близкими к потенциальным. В то же время из-за мелкого масштаба картирования практически не учитывались привлекаемые ресурсы подземных вод речных долин. Ресурсы горных районов не оценивались совсем.

В последующие годы по многим артезианским бассейнам страны с учетом нового накопившегося фактического материала были выполнены работы по новой оценке (или переоценке) эксплуатационных запасов подземных вод. При этом по отдельным перспективным районам учитывались потребности в воде конкретных водопотребителей и возможное расположение будущих водозаборов. По степени изученности и достоверности региональные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод таких районов отнесены к категориям C_1 и C_2 , а иногда и к промышленным категориям. Таким образом, для целого ряда районов страны выполнены исследования второго этапа региональной оценки ресурсов подземных вод.

Рассмотрим кратко исторические основы региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод. Региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод на первом этапе проводится балансовым, гидрогеодинамическим методами и методом гидрогеологической аналогии.

Оценка запасов подземных вод балансовым методом заключается в определении общего расхода подземных вод, который может быть получен водозаборными сооружениями в пределах данного региона в течение заданного срока эксплуатации за счет сработки естественных запасов, естественных ресурсов и привлекаемых (включая искусственные) ресурсов.

Балансовый метод применяется главным образом для оценки потенциальных эксплуатационных ресурсов. При использовании балансового метода отдельные источники формирования эксплуатационных ресурсов оцениваются раздельно, а затем суммируются. В некоторых случаях, например в ограниченных по размерам резервуарах с высокой водопроницаемостью водовмещающих пород, балансовый метод может быть использован и для оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов. Следует отметить,

что балансовый метод оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод может применяться только для тех водоносных горизонтов, где откачками доказана возможность отбора подземных вод рациональными водозаборными сооружениями.

Оценка эксплуатационных запасов гидродинамическим методом заключается в определении суммарной производительности систем взаимодействующих водозаборов, расположенных в пределах оцениваемой площади, при заданных понижениях уровня.

Оценка может быть сделана применительно: а) к схеме планируемого размещения основных водопотребителей и заявленных потребностей в воде на перспективу; б) к расположению отдельных наиболее перспективных в гидрогеологическом отношении участков в пределах оцениваемой площади; в) к условной схеме размещения водозаборных скважин на площади водоносного горизонта по некоторой равномерной сетке их расположения.

Гидрогеодинамический метод на первом этапе используется для оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов применительно к заданной равномерной условной сетке расположения водозаборов.

При оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод в речных долинах, где основным источником их формирования являются привлекаемые ресурсы, а водозаборы располагаются в виде линейных рядов, гидрогеодинамический метод применяется для оценки как потенциальных, так и прогнозных эксплуатационных ресурсов. Потенциальные ресурсы оцениваются как возможная производительность галереи, а прогнозные — как линейного ряда скважин, расход которого зависит от числа скважин и расстояния между ними. Для количественной характеристики потенциальных эксплуатационных ресурсов в этом случае целесообразно использовать линейный модуль эксплуатационных ресурсов, представляющий собой дебит условной галереи на 1 км длины реки (1 л/с · км).

Гидрогеодинамический метод следует использовать для оценки ресурсов на больших территориях (артезианские бассейны, крупные конусы выноса и межгорные впадины, речные долины), где возможная производительность водозаборов в значительной степени определяется схемой размещения водозаборов и расстоянием между ними. В этих условиях потенциальные эксплуатационные ресурсы могут значительно превысить прогнозные, рассчитанные при реальных расстояниях между водозаборами.

Подсчет эксплуатационных ресурсов подземных вод по гидрогеологической аналогии заключается в определении модуля эксплуатационных ресурсов (или отдельных его составляющих) на детально разведанных или эксплуатируемых участках и распространении этой величины на оцениваемую площадь, находящуюся в аналогичных гидрогеологических условиях с эталонным участком.

Для обоснованного подсчета эксплуатационных ресурсов методом аналогии важно, чтобы гидрогеологические условия и источники формирования эксплуатационных ресурсов подземных вод в пределах рассматриваемой площади и эталонного участка были идентичные. Возможность использования метода аналогий определяется наличием детально разведанного участка или участка, где производится эксплуатация подземных вод. Для обоснования возможности проведения аналогии между изученным участком и оцениваемой территорией должны быть установлены и проанализированы основные факторы, определяющие условия формирования эксплуатационных ресурсов подземных вод и их величину (условия залегания водоносного горизонта, граничные условия, состав водовмещающих пород, условия питания, возможность использования привлекаемых ресурсов, характер перекрытия и состав перекрывающих отложений и пр.)

Метод аналогии может быть применен практически для любых гидрогеологических условий при наличии эталонного водозаборного или разведанного участка.

На втором этапе региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод, когда учитываются расположение конкретных потребителей и заявленная потребность, основными являются гидрогеодинамические методы, применяемые в двух модификациях — аналитические расчеты и аналоговое моделирование. Применение аналитических расчетов целесообразно только для относительно простых гидрогеологических условий, характеризующихся достаточно однородными фильтрационными и емкостными свойствами горных пород и простыми граничными условиями, а также при небольшом количестве действующих водозаборов. Кроме того, аналитические методы используются в слабо изученных районах, где возможности моделирования не могут быть реализованы из-за отсутствия необходимого фактического материала.

В сложных гидрогеологических условиях, особенно при слоистом залегании водоносных горизонтов, неоднородном строении водовмещающей среды, неравномерности питания по площади, наличии гидрогеологических окон, при сложных конфигурациях границ и изменении во времени граничных условий, большом и неравномерно распределенном по площади количестве водозаборов, региональную оценку целесообразно проводить методом математического моделирования [Жернов, Шестаков, 1971; Гавич, 1970]. В настоящее время математическое моделирование (главным образом аналоговое) на сеточных машинах УСМ, МСМ достаточно широко применяется при оценке эксплуатационных запасов на небольших участках [Крашин и др., 1970; Бабушкин и др., 1967; Пашковский, 1969]. В последние годы этот метод стал использоваться и при региональной оценке эксплуатационных ресурсов (Прибалтийский, Московский, Терско-Кумский артезианские бассейны и другие районы). Применение моделирования позволяет повысить достоверность гидрогеологических прогнозов при региональной оценке, так как принятая расчетная схема может быть откорректирована путем решения обратных и инверсных задач.

При региональной оценке эксплуатационных запасов подземных вод во многих случаях основные их генетические составляющие (естественные и привлекаемые ресурсы и запасы) определяются раздельно. Важно при этом оценить степень возможного использования тех или иных категорий ресурсов и запасов подземных вод при эксплуатации, иными словами, определить коэффициенты α при расчетах величины эксплуатационных запасов подземных вод по уравнению (9.1).

Рассмотрим более подробно вопрос о степени возможного использования естественных ресурсов и запасов подземных вод.

При определении степени использования естественных ресурсов подземных вод следует учитывать, каким методом оценивались естественные ресурсы и каковы фильтрационные свойства (прежде всего водопроницаемость) водоносного горизонта и расчетные характеристики водозабора (допустимые понижения уровня воды в скважинах, расстояния между водозаборами). Как отмечалось выше, естественные ресурсы подземных вод, оцененные комплексным гидролого-гидрогеологическим методом расчленения гидрографов рек или путем решения уравнения среднесуточного водного баланса областей питания или разгрузки подземных вод, соответствуют среднесуточному подземному стоку и обычно выражаются в его среднегодовых величинах. Однако при оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод учитывается только минимальный среднемесячный расход подземных вод (питание) года 95%-ной обеспеченности, который обычно значительно меньше среднегодового расхода. В связи с этим при оценке эксплуатационных ресурсов должна учитываться только часть естественных ресурсов, определенных по среднегодовой величине подземного стока. Это замечание не относится к величинам естественных ресурсов подземных вод, оцененных по расчету расхода подземного потока гидрогеодинамическим методом, так как такой расчет дает минимальное (чаще всего заниженное) значение, а также к тем случаям, когда естественные ресурсы определялись по инфильтрации атмосферных осадков,

причем учитывались только эффективные осадки маловодного года.

Кроме того, естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные путем расчленения гидрографов рек, характеризуют подземный сток всех водоносных горизонтов зоны дренирования, в то время как оценка эксплуатационных ресурсов проводится только по основным перспективным для водоснабжения водоносным горизонтам. Ряд водоносных горизонтов, формирующих подземный сток, в связи с небольшой их мощностью, невысокими фильтрационными свойствами, либо по другим причинам не может быть использован в настоящее время для водоснабжения.

Надо также иметь в виду, что в горных районах эксплуатационные ресурсы подземных вод, по существу, определяются минимальным среднемесячным дебитом родников в маловодный период, причем только тех родников, которые целесообразно капитировать. Величины же общего подземного стока горных районов обычно во много раз превышают величины родникового стока. В связи с этим при оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод горных районов нельзя исходить из возможности полного использования естественных ресурсов, определенных по величине подземного стока.

Таким образом, определение степени использования естественных ресурсов подземных вод во многом зависит от принятого метода их расчета. В тех случаях, когда естественные ресурсы устанавливались по расходу потока подземных вод или по величине инфильтрации эффективных атмосферных осадков года 95%-ной обеспеченности, а также по минимальному родниковому стоку, при оценке эксплуатационных ресурсов подземный сток учитывался полностью. При оценке естественных ресурсов методом расчленения гидрографов рек или по уравнению многолетнего водного баланса в обоснование эксплуатационных ресурсов принимается только часть естественных ресурсов. Коэффициент использования естественных ресурсов в этих случаях устанавливается в каждом конкретном районе в зависимости от гидрогеологических условий и степени изученности водоносных горизонтов. Обычно коэффициент использования принимается равным 0,1—0,3, в некоторых случаях до 0,5—0,7. При прочих равных условиях степень использования естественных ресурсов подземных вод уменьшается с уменьшением водопроницаемости эксплуатируемого водоносного горизонта и допустимого понижения уровня и с увеличением расстояния между скважинами и водозаборами.

В отношении использования естественных запасов подземных вод и учета их при региональной оценке эксплуатационных ресурсов существуют различные точки зрения. Так, высказывались мнения о недопустимости вообще отбора подземных вод с использованием их естественных запасов. Предлагалась и другая крайняя точка зрения — о полном учете всех естественных запасов при оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Несомненно, что как тот, так и другой подход неправилен и могут неправильно ориентировать перспективы использования подземных вод. К решению вопроса о допустимости сработки естественных запасов подземных вод в течение определенного расчетного срока эксплуатации следует подходить с учетом перспектив использования всех видов водных ресурсов и технико-экономических соображений. Отбор естественных запасов подземных вод в ряде случаев может позволить на достаточно длительное время отказаться от крупных капиталовложений в строительство водохранилищ, каналов и т. п. Кроме того, следует учитывать, что при осушении водоносных горизонтов во многих случаях увеличивается питание подземных вод за счет привлекаемых ресурсов.

При решении вопроса о степени использования естественных запасов необходимо помнить, что величина возможного отбора подземных вод определяется не только самой величиной естественных запасов, но и фильтрационными сопротивлениями в водоносном пласте, возникающими в процессе движения воды к водозаборным сооружениям, в чем и заключается коренное различие гидравлики подземных и поверхностных вод.

В связи с этим нельзя, как правильно отмечает Н. Н. Биндеман (1963), основываясь только на балансовых соображениях, учитывать возможность полного использования естественных запасов подземных вод. В водоносном горизонте, особенно при распространении его на площади в несколько сотен квадратных километров, объем воды может быть очень большой, но если водоносные породы обладают значительным фильтрационным сопротивлением, то возможности использования подземных вод весьма ограничены.

При проведенной региональной оценке эксплуатационных ресурсов для оценки сработки естественных запасов может быть использован следующий расчетный прием. Допускается, что все водозаборы расположены по однородной для всего рассматриваемого района сетке и пущены в эксплуатацию одновременно. При таких условиях через относительно непродолжительное время между депрессионными воронками каждого водозабора образуются водоразделы, которые можно рассматривать как водоупорные ограничения каждой воронки (блока, в котором расположен водозабор).

Тогда для оценки расхода водозабора за счет сработки естественных запасов может быть применена формула Маскета для замкнутого кругового пласта

$$Q = \frac{2\pi kmS}{\frac{\mu}{R_K^2} \cdot t + \ln \frac{R_K}{r_0} - 0,75}, \quad (10.2)$$

где Q — расход водозабора; km — водопроводимость пласта; μ — водоотдача (при осушении пласта принимается величина гравитационной водоотдачи, при сработке напора — упругой водоотдачи); S — допустимое понижение уровня; t — продолжительность расчетного периода; R_K — радиус блока; r_0 — радиус водозабора.

Так как во многих случаях (особенно для напорных и грунтовых вод в трещиноватых породах) первый член знаменателя формулы (10.2) значительно превышает разность между вторым и третьим членом, этой разностью можно пренебречь. Тогда формула (10.2) преобразуется в балансовое уравнение

$$Q = \frac{\pi R_K^2 \mu S}{t} \quad (10.3)$$

или, учитывая, что $\pi R_K^2 = F$, где F — площадь блока,

$$Q = \frac{\mu FS}{t}. \quad (10.4)$$

Числитель уравнения (10.4) определяет величину естественных запасов подземных вод, заключенных внутри блока, площадь которого равна F .

Составляющие модуля эксплуатационных ресурсов, которые соответствуют сработке естественных запасов, определяются делением расхода, рассчитанного по (10.2) или (10.3), на площадь блока.

Степень использования привлекаемых ресурсов подземных вод, формирующихся при эксплуатации за счет притока в водоносный горизонт вод из поверхностных водотоков, может быть учтена при региональной оценке эксплуатационных ресурсов с помощью метода приречных зон, по которому рассчитывается приток из поверхностных водозаборов к крайнему ряду водозаборных скважин.

Возможное перетекание подземных вод из вышележащих неоцениваемых водоносных горизонтов для неглубокозалегающих артезианских пластов можно косвенно учесть величиной обобщенного коэффициента пьезопроводности (упругой водоотдачи), который определяется по данным эксплуатации действующих водозаборов-аналогов. При этом считается, что обобщенное значение параметра характеризует не только сработку

упругих запасов, но и перетекание из вышележащих горизонтов. Как показал опыт региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод, этот прием в связи с небольшим сроком эксплуатации водозабора-аналога дает значительный «запас прочности» в проведенных расчетах.

Суммарная величина модуля эксплуатационных ресурсов подземных вод определяется как сумма частных значений модулей, соответствующих величинам привлечения естественных ресурсов, сработке естественных запасов и использования привлекаемых ресурсов.

10.3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСУРСОВ И ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Имеющиеся материалы по характеристике ресурсов подземных вод основных гидрогеологических районов позволяют проанализировать закономерности их распределения и формирования на территории СССР.

Результаты выполненной в последние годы региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод дают возможность сделать только первые предварительные обобщения условий распространения эксплуатационных ресурсов на территории Советского Союза. Это связано прежде всего с исключительно неравномерной степенью изученности гидрогеологических условий различных частей территории СССР. Так, на огромных пространствах Сибири, севера СССР и Дальнего Востока эксплуатационные ресурсы подземных вод в связи с отсутствием фактического материала вообще не определялись. Кроме того, в процессе региональной оценки практически не учитывались привлекаемые ресурсы, являющиеся основным источником формирования эксплуатационных ресурсов подземных вод речных долин. В отдельных районах именно привлекаемые ресурсы играют основную, определяющую роль в использовании подземных вод, что необходимо учитывать при оценке водообеспеченности того или иного района. Для многих горных районов эксплуатационные ресурсы подземных вод еще не выявлены.

В целом закономерности формирования и распределения по площади эксплуатационных ресурсов подземных вод определяются основными источниками эксплуатационных ресурсов (соотношением естественных ресурсов, естественных запасов и привлекаемых ресурсов) и возможностями их использования в различных природных условиях, что, в свою очередь, зависит от геологических, гидрогеологических и климатических условий исследуемой территории. Рассмотрим, как влияют природные факторы на условия формирования и распределения отдельных составляющих эксплуатационных ресурсов подземных вод.

10.3.1. Естественные ресурсы

Вопросам формирования и распределения естественных ресурсов подземных вод в последние годы уделяется много внимания. Такой интерес можно объяснить двумя обстоятельствами, если учесть, что исследование естественных ресурсов пресных подземных вод теснейшим образом переплетаются с изучением подземного стока, величинами которого они и определяются: во-первых, исследования и количественная оценка естественных ресурсов и подземного стока позволяют раскрыть истинную природу и закономерности формирования подземных вод в естественных условиях на принципиально новом уровне — на основе анализа количественных характеристик этого процесса, и, во-вторых, изучение подземного стока имеет важное значение также для целого ряда других областей знаний, не связанных непосредственно с ресурсами подземных вод, а именно: для оценки подземного питания рек, изучения роли подземного стока в геологических процессах и процессах тепломассопереноса в земной коре (денудационная деятельность подземных вод, ионный подземный сток, вынос тепла с подземными водами), изучение темпов водообмена подземных вод и процессов их взаимодействия с поверхностными водами и др.

Закономерности формирования подземного стока и естественных ресурсов подземных вод и влияние на них основных природных факторов по отдельным регионам и в целом по территории СССР рассматриваются в ряде работ [Амусья и др., 1965; Подземный сток..., 1966; Куделин, Карпова, 1968; Зекцер, 1968; Куделин, Попов, 1972; Лебедева, 1972; Всеволожский, 1973; Джамалов, 1973; Куделин и др., 1974; Зекцер, 1977; Всеволожский и др., 1979].

Поэтому ниже дается краткая характеристика только наиболее общих закономерностей формирования подземного стока и естественных ресурсов пресных подземных вод в различных природных условиях.

Наиболее общие региональные закономерности формирования и распределения естественных ресурсов подземных вод и подземного стока определяются геоструктурными особенностями. В первую очередь это проявляется в различии условий формирования подземного стока для основных геоструктурных подразделений — платформ (плиты и щиты) и горноскладчатых областей.

На плитах, представляющих собой системы крупных артезианских бассейнов платформенного типа в мощной осадочной толще, подземный сток формируется в трех основных вертикальных зонах (ярусах).

В верхних частях разреза суши выделяется зона интенсивного подземного стока (выше, в разделе гл. 6, мы ее называли зоной интенсивного водообмена), преимущественно формирующаяся под дренирующим воздействием местной гидрографической сети и озер. По побережьям морей разгрузка подземных вод в зоне интенсивного стока может частично происходить непосредственно в море, а в аридных и полуаридных областях страны на формирование стока оказывает существенное влияние интенсивное испарение подземных вод в бессточных впадинах. Подземный сток этой зоны, как правило, формируется в пределах отдельных бассейнов малых и средних рек в условиях относительно свободной связи подземных вод с атмосферой и поверхностными водами и находится под воздействием кратковременных и сезонных изменений гидрометеорологических факторов. Подземный сток верхней гидродинамической зоны оказывает большое влияние на формирование водного баланса речных бассейнов.

К средней части осадочной толщи плит приурочена зона замедленного стока, формирующегося под дренирующим воздействием крупных рек, глубоких озер и морских впадин. Степень влияния на формирование подземного стока этой зоны местных гидрометеорологических факторов по сравнению с зоной интенсивного водообмена существенно уменьшается. Естественная зарегулированность подземного стока в этой зоне может быть весьма значительной.

В наиболее глубоких слоях осадочной толщи на плитах может быть выделена зона весьма замедленного стока. Сток подземных вод этой зоны определяется дренирующим воздействием глубоких разломов земной коры, диапировых структур соляных куполов, глубоких участков морских и океанических впадин. На формирование стока в этой зоне климатические факторы практически не влияют.

В пределах щитов, в гидрогеологическом отношении представляющих собой бассейны трещинных и трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания и трещинно-жилльных вод по зонам разломов, развита в основном только зона интенсивного подземного стока. Подземный сток формируется в пределах относительно небольших бассейнов под дренирующим воздействием русел рек. Особенности формирования подземного стока на щитах обусловлены относительно сильным воздействием гидрометеорологических факторов на режим подземных вод.

В горноскладчатых областях преимущественное распространение имеет зона интенсивного подземного стока. Основная особенность формирования стока в этих условиях — его большая изменчивость во времени и более резкие колебания величин по территории по сравнению с платформенными областями. Это обусловлено сильной расчлененностью местности, типом развитых здесь подземных вод — трещинные и трещинно-

карстовые, хорошей проницаемостью пород, а также резкой изменчивостью геологических условий по площади. Подземный сток формируется в пределах относительно небольших подземных водосборов в условиях интенсивно развитой гидрографической сети с глубоким эрозионным врезом.

По условиям формирования подземного стока в горноскладчатых областях резко выделяются артезианские бассейны межгорных впадин. Здесь во многих случаях отмечается наличие всех трех гидрогеодинамических зон с различной интенсивностью стока. В питании подземных вод таких артезианских бассейнов большое значение имеет транзитный подземный сток из окружающих горных районов.

В горноскладчатых областях и в пределах щитов, где развиты главным образом трещинные воды коры выветривания скальных пород, формируется около 57% от общей величины подземного стока зоны интенсивного водообмена территории СССР. Остальная часть подземного стока приурочена к платформенным областям, где подземные воды развиты в основном в осадочных отложениях.

В пределах плит отмечаются более низкие величины модулей подземного стока по сравнению с горноскладчатыми областями. Колебания средних величин модулей подземного стока для отдельных гидрогеологических районов плит не превышают 1—2 л/с·км², распределение их характеризуется плавным изменением по площади. Например, в границах Русской плиты, простирающейся от северных морей до Черного и Каспийского, модуль подземного стока изменяется в нешироких пределах — в среднем от 2 до 0,5 л/с·км². Исключение составляют лишь отдельные участки с интенсивным развитием карста, где наблюдаются резкие увеличения модулей. Аналогичный характер распределения величин подземного стока по площади характерен также для щитов.

Горноскладчатые области выделяются значительно большими значениями среднегодовых модулей подземного стока по сравнению с окружающими территориями. Наиболее четко это можно видеть на примере Кавказа, где средний модуль для всей территории достигает 6,3 л/с·км², Горного Крыма — 2,3 л/с·км², Карпат — 4,3 л/с·км² и др. В пределах одной и той же горноскладчатой области отмечается резкая смена участков с различными показателями подземного стока. Например, для Кавказа колебание модуля на небольших расстояниях происходит в пределах от 0,3 до 33 л/с·км².

Влияние климата на формирование подземного стока проявляется прежде всего в том, что распределение величины подземного стока на равнинной территории СССР подчиняется в значительной степени общей природно-климатической зональности. Большая увлажненность речных бассейнов в гумидной зоне обуславливает большие значения величин подземного стока по сравнению с речными бассейнами аридной зоны (если прочие условия, прежде всего гидрогеологические, примерно одинаковы).

На равнинных пространствах Европейской территории СССР происходит общее уменьшение подземного стока с северо-запада на юго-восток. Изменение модуля подземного стока от 6 л/с·км² в районах Прибалтики до десятых литра и меньше в сухих степях юга Украины и Прикаспия отражает общее уменьшение в этом же направлении количества осадков от 700—600 до 400—300 мм/год в сочетании со значительным увеличением испаряемости. Последнее приводит к тому, что на юго-востоке потенциально все количество выпавших осадков может быть израсходовано на испарение, и только благодаря сезонным особенностям распределения осадков питание подземных вод все же происходит в осенне-зимний и весенний периоды.

Влияние испарения на величины и распределение подземного стока может быть показано на примере Русской плиты. При равном количестве атмосферных осадков (около 600 мм в год) в северной части Печорского артезианского бассейна при испарении около 300 мм/год модуль подземного стока достигает 1—3 л/с·км², в то время как на юго-западе он резко уменьшается в десятки раз вследствие увеличения испарения до 500 мм/год.

Общее уменьшение модуля подземного стока в пределах Западно-Сибирской низменности от 2—3 л/с·км² в низовьях Оби до 0,5—0,3 л/с·км² в Барабинской и Кулундинской степях и еще меньше в Северном Казахстане также отражает широтную зональность климатических факторов. Наибольшие значения модуля подземного стока в Западной Сибири (до 3,5 л/с·км²) наблюдаются на территории Обь — Пуро-Тововского междуречья (Сибирские увалы), характеризующейся значительным увлажнением и благоприятными гидрогеологическими условиями (широкое пространство песчаных флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений). К северу от этого района модуль уменьшается до 0,5 л/с·км², что связано с меньшим количеством осадков и развитием многолетнемерзлых пород. К югу от Сибирских увалов снижение величин подземного стока до 0,2 л/с·км² определяется увеличением сухости климата. Общая широтная зональность, отмечаемая для Западно-Сибирской артезианской области, нарушается вблизи горных хребтов Урала и Алтая, где в значительной степени проявляется высотная поясность климатических факторов в этих районах.

В пределах Восточной Сибири широтная зональность климатических факторов отмечается в сочетании с явлениями многолетней мерзлоты. Здесь происходит общее увеличение подземного стока с севера (около 0,5 л/с·км²) на юг (до 3—4 л/с·км² и более), что обусловлено увеличением в этом направлении атмосферных осадков. На севере неблагоприятные условия питания подземных вод осадками усиливаются развитием многолетнемерзлых пород.

Увеличение модуля подземного стока с высотой местности наблюдается для всех горных областей. Как правило, в относительно однородных гидрогеологических условиях основным фактором изменения подземного стока является увеличение атмосферных осадков с высотой местности. Практически для всех горных сооружений отмечается увеличение годовых сумм жидких атмосферных осадков до определенной высоты (для большинства районов Кавказа, например, до 3000 м). Эта закономерность находит отражение в увеличении подземного стока с высотой местности. На больших высотах увеличение осадков прекращается или происходит с небольшим градиентом. Соответственно и подземный сток в этих условиях не увеличивается, а в отдельных случаях может даже уменьшаться. Значительное влияние на распределение величин подземного стока в горных районах оказывает улучшение условий инфильтрационного питания подземных вод, связанное с увеличением трещиноватости и выветрелости пород с высотой, а также и вид атмосферных осадков. Твердые осадки, удельный вес которых увеличивается с высотой, в большей степени расходуются на питание подземных вод, чем кратковременные дождевые осадки.

Увеличение подземного стока с высотой местности наблюдается также в пределах платформ, где на возвышенностях увеличивается количество атмосферных осадков (Валдайская, Средне-Русская, Приволжская и др.). К депрессиям рельефа, как правило, относятся участки пониженных значений модуля подземного стока, что объясняется также слабой расчлененностью местности (например, Ильменская, Мещерская низменности и др.).

На общем фоне закономерного распределения подземного стока, определяемого влиянием климатических факторов и рельефа, проявляются особенности формирования подземного стока в зависимости от гидрогеологических факторов и прежде всего состава и мощности зоны аэрации и водопроницаемости водовмещающих пород. Наиболее наглядно это влияние в районах развития интенсивно закарстованных пород, грубообломочных отложений конусов выноса, аллювиальных отложений современных и древних переуглублений речных долин, хорошо проницаемых флювиогляциальных пород, где значительно увеличивается подземный сток.

Конкретное проявление влияния закарстованности пород, определяющих величину их проницаемости, на распределение подземного сто-

ка может быть показано на многочисленных примерах. Так, на территории Русской плиты с карстом связано повышение модуля подземного стока на участках Онего-Северо-Двинского междуречья до 3—6 л/с·км² (при зональном модуле 2—2,5 л/с·км²), на Силурийском плато — до 6 л/с·км² (при зональном модуле в 2,5 л/с·км²).

Влияние интенсивной закарстованности пород сказывается в распределении величин подземного стока и в горноскладчатых областях, что может быть показано на примере Урала и Горного Крыма. Модуль подземного стока для речных бассейнов западного склона Урала, в которых широко распространены интенсивно закарстованные горные породы, превышает в несколько раз таковой для бассейнов, где процессы карстообразования не проявляются. Наибольшие значения модуля подземного стока (10 л/с·км² и более) на Урале приурочены к бассейну среднего течения рек Шугоры, Вишеры, Косьвы и других, где развиты карстующиеся породы палеозоя. В Горном Крыму значительный подземный сток также формируется лишь на закарстованных участках, где модуль подземного стока составляет 5—15 л/с·км², а коэффициент подземного стока достигает 70%.

Аналогичные примеры влияния интенсивной закарстованности пород на условия формирования подземного стока имеются на территории азиатской части СССР. Так, в пределах Саяно-Алтайской горноскладчатой области на западных склонах, сложенных палеозойскими карбонатными породами, наибольшие значения среднегодового модуля подземного стока достигают 5—9 л/с·км² при фоновом значении модуля от 1 до 2 л/с·км². На территории Верхояно-Чукотской горноскладчатой области наибольшее значение среднегодового модуля 2,0 л/с·км², что связано с серией глыбовых поднятий Колымского срединного массива, сложенных закарстованными карбонатными толщами. В бассейне среднего течения Амура в районе хр. Малый Хинган, где дренируются водобильные карбонатные породы протерозоя и кембрия, подземный сток увеличивается до 3 л/с·км².

В карстовых районах наблюдается заметное повышение не только среднегодовых модулей подземного стока, но и минимальных. Так, в период устойчивой межени среднегодового модуля р. Вишеры достигает 4,5 л/с·км², а для закарстованных бассейнов рек восточного склона Урала — 1,5 л/с·км², на Уфимском, Онего-Северо-Двинском плато он равен 3—3,5 л/с·км², а на Кулойском плато — 4,0 л/с·км² и выше, в то время как в незакарстованных бассейнах рек минимальные модули подземного стока для указанных районов находятся в пределах 1—2 л/с·км². Значительное увеличение минимальных модулей подземного стока по сравнению с зональными их значениями наблюдается в карстовых районах южного склона Большого Кавказа, Крыма, бассейна Средней Волги и др. В этом проявляется регулирующее влияние карста на сток рек, установленное многими исследователями карстовых областей.

Локальные особенности распределения подземного стока часто обусловлены изменениями величин водопроницаемости водовмещающих пород или изменениями в проницаемости пород зоны аэрации. Так, в пределах северо-западной части Русской плиты в бассейне р. Меркис отмечается повышение модуля подземного стока до 6 л/с·км², связанное с хорошими условиями инфильтрационного питания грунтовых вод и интенсивным дренированием здесь мощной толщи флювиогляциальных песков. Обще понижение модулей с севера на юг территории Белоруссии, определяемое уменьшением количества атмосферных осадков, в то же время связано со сменой хорошо проницаемых песчаных покровных отложений в северной части на супесчаные и суглинистые отложения, развитые в южной части этой территории. Возрастание модулей подземного стока до 3 л/с·км² и более наблюдается и в краевой зоне Московского артезианского бассейна, что обусловлено выходом на поверхность или неглубоким залеганием водобильных известняков карбона, тогда как на окружающей территории, сложенной терригенными отложениями мезозоя, модули подземного

стока в аналогичных климатических условиях уменьшаются до 1,5–1,0 л/с·км² и т. д.

На условия формирования и распределения подземного стока в азиатской части СССР и на отдельных участках северо-востока Русской плиты, Тимана и Урала значительное влияние оказывает многолетняя мерзлота. Наличие многолетнемерзлых пород приводит к расчленению верхней толщи земной коры на зону сезонного подземного стока в деятельном слое, мерзлую зону, в которой практически не происходит движение подземных вод в жидкой фазе, и зону подмерзлотных вод. При этом чем больше сплошность распространения и мощность толщи, тем менее благоприятны условия формирования зоны интенсивного подземного стока. Так, модуль подземного стока в бассейне Лены уменьшается от 3 в верховье до 0,5 л/с·км² в низовье, что связано с переходом от зоны островного развития многолетнемерзлых пород к зоне сплошного распространения наряду с увеличением ее мощности в том же направлении. Низкие значения среднемноголетнего модуля подземного стока (до 0,01 л/с·км²) в Вилюйской синеклизе объясняются развитием здесь толщи многолетнемерзлых пород, достигающей 600 м.

Важная особенность формирования подземного стока на территории развития многолетнемерзлых пород — зимняя аккумуляция больших объемов подземных вод в наледях. Наледообразование приводит к наледному регулированию подземного стока, к его сезонному перераспределению, что должно учитываться при количественной оценке естественных ресурсов подземных вод. Сами наледи служат хорошим индикатором мест интенсивной разгрузки подземных вод. В то же время одна из характерных особенностей формирования подземных вод зоны распространения многолетнемерзлых пород — наличие прирусловых таликов, часто являющихся обильными источниками пресных вод.

Наглядным примером комплексного влияния ряда факторов (геоструктурного строения, рельефа, климата, гидрогеологических условий) на закономерности формирования и распределения подземного стока горноскладчатых областей может быть Урал, где отмечаются значительно большие величины модулей подземного стока, чем на примыкающих участках Русской и Западно-Сибирской плит. Однако различия эти затушевываются влиянием других факторов. На Полярном Урале несколько меньшие величины модуля подземного стока (от 0,3 до 1,5 л/с·км²) объясняются в основном влиянием многолетней мерзлоты, в то время как в южной части области (Зауралье, Мугоджары) модуль в 0,3 л/с·км² определяется полуаридными условиями этой зоны. В пределах западного склона Урала выделяются районы Уфимского плато, где горный рельеф в сочетании с интенсивной закарстованностью пород обуславливает резкие изменения модуля в пределах 4–12 л/с·км², а средняя величина для всего района достигает 6,3 л/с·км². Восточный склон Урала, находящийся в иных климатических условиях (закрыт от воздействия влажных атлантических воздушных масс), характеризуется более низким модулем подземного стока (до 2 л/с·км²). Здесь даже для закарстованных участков средний модуль не превышает 3,5 л/с·км².

Приведенные примеры наглядно показывают, что условия формирования подземного стока весьма сложны и разнообразны и определяются комплексным воздействием многих природных факторов. Поэтому более подробное выяснение роли отдельных факторов в формировании и распределении подземного стока может быть выполнено лишь на основании детального анализа всего комплекса природных условий изучаемой территории с использованием вероятностно-статистических методов обработки материалов [Зекцер, 1977].

10.3.2. Естественные запасы

Общая оценка естественных (гравитационных и упругих) запасов пресных подземных вод территории СССР до настоящего времени не проводилась. Однако можно с уверенностью утверждать, что общий объем

гравитационной воды, заключенной в порах и трещинах водовмещающих пород, измеряется десятками миллионов кубических километров. Величина естественных запасов подземных вод определяется главным образом геолого-гидрогеологическими факторами — литологическим составом водовмещающих пород и типом пустотности, мощностью и площадью распространения водоносного горизонта. В связи с тем, что различные водоносные горизонты имеют разную площадь распространения, сопоставление естественных запасов целесообразно проводить по величине модуля естественных запасов. При этом под модулем естественных запасов подземных вод понимается количество воды (в млн. м³), которое можно получить с 1 км² площади распространения водоносного горизонта при ее осушении. Как следует из этого определения, модуль естественных запасов зависит от водоотдачи водовмещающих пород и их мощности. Наибольшими значениями модуля естественных (гравитационных) запасов обычно характеризуются мощные толщи гравийно-галечниковых отложений межгорных впадин и предгорных долин. Здесь мощности водоносных горизонтов достигают нескольких сотен метров, коэффициенты водоотдачи составляют 20—30%. Величина модуля естественных (гравитационных) запасов подземных вод в таких условиях достигает десятков миллионов кубических метров на 1 км² (например, при мощности 100 м и коэффициенте водоотдачи 0,2 модуль составит 20 млн. м³/км²). Такие высокие значения модулей гравитационных запасов характерны, например, для четвертичных водоносных горизонтов Чуйской впадины (мощность гравийно-галечниковых отложений 50—300 м), Таласской впадины (мощность около 100 м) и других среднеазиатских, южноказахстанских и закавказских впадин.

Высокими значениями модулей естественных запасов подземных вод характеризуются и водоносные горизонты артезианских бассейнов платформенного типа, где водовмещающие породы представлены песчаными разностями с коэффициентом водоотдачи 0,1—0,2. Так, модуль естественных (гравитационных) запасов бучакского водоносного горизонта, широко распространенного на территории Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, составляет порядка 5 млн. м³/км². Менее высокими модулями обладают водоносные горизонты речных долин, где мощность водовмещающих песчано-гравийных отложений, как правило, не превышает 40—20 м. Так, модули гравитационных запасов аллювиальных отложений долин Нуры, Шерубайнуры, Токрау, Эгалши в Центральном Казахстане составляют 1—2 млн. м³/км².

Такого же порядка модули естественных (гравитационных) запасов характерны для водоносных горизонтов, приуроченных к трещиноватым и закарстованным карбонатным отложениям (водоносные горизонты каменноугольных и девонских пород Московского артезианского бассейна, ограниченные структуры Центрального Казахстана). Здесь уменьшение водоотдачи до 1—4% компенсируется значительной мощностью водовмещающих пород, достигающей 150—200 м.

Наименьшие значения модулей естественных запасов подземных вод отмечены для водоносных горизонтов, приуроченных к изверженным и метаморфическим породам, где мощность зоны активной трещиноватости не превышает нескольких десятков метров и водоотдача изменяется от десятых долей до 1—2%. В этих условиях модули не превышают 0,5—1,0 млн. м³/км².

Упругие запасы подземных вод характеризуются коэффициентами упругой водоотдачи, значения которых на 1—2 порядка меньше значений коэффициента гравитационной водоотдачи. В связи с этим величина упругих запасов обычно составляет несколько процентов от общих естественных запасов подземных вод. Следует отметить, что в отличие от гравитационных упругие запасы зависят и от величины снижения напора подземных вод. Если принять коэффициент упругой водоотдачи равным 0,001, а понижение напора — 100 м, то модуль упругих запасов составит всего 0,1 млн. м³/км².

Возможность участия естественных запасов в формировании эксплуатационных ресурсов подземных вод определяется не только их общей величиной, но и условиями залегания водоносных горизонтов. Это связано с тем, что при большой глубине залегания кровли водоносного горизонта гравитационные запасы не могут быть использованы, так как при эксплуатации не будет происходить осушения пласта. Современное насосное оборудование позволяет получить подземную воду с глубины 200—300 м, однако при региональной оценке эксплуатационных ресурсов в большей части районов учитывалась сработка естественных запасов только до глубины 100 м. Поэтому для водоносных горизонтов, кровли которых залегают на глубине более 100 м, в региональных оценках учитывалась только возможная сработка упругих запасов. Наибольшие значения модулей естественных запасов подземных вод характерны для межгорных впадин и предгорных равнин. В то же время модуль сработки упругих запасов (Московский, Прибалтийский, Днепровско-Донецкий, Азово-Кубанский бассейны) не превышает нескольких сотых литра в секунду на 1 км². Несмотря на столь небольшую величину модуля сработки упругих запасов, эксплуатационные ресурсы подземных вод глубокозалегающих напорных горизонтов в артезианских бассейнах платформенного типа формируются главным образом за счет упругих запасов и в связи с огромной площадью распространения водоносных горизонтов обладают значительной величиной.

Естественные запасы подземных вод ряда речных долин при периодическом стоке рек играют важную роль в формировании эксплуатационных ресурсов. Это связано с тем, что расход естественных запасов подземных вод происходит только в период отсутствия стока. Во время паводков в этих условиях формируются новые естественные запасы подземных вод, которые используются в течение следующего маловодного периода.

10.3.3. Привлекаемые ресурсы подземных вод

В речных долинах и артезианских бассейнах платформенного типа привлекаемые ресурсы подземных вод играют весьма существенную роль в формировании эксплуатационных ресурсов.

В речных долинах основным источником привлекаемых ресурсов является поверхностный сток. Участие поверхностных вод в формировании эксплуатационных запасов определяется гидрогеологическими и гидрологическими факторами, а также техническими условиями эксплуатации. При этом основное значение имеют величина и режим поверхностного стока, условия взаимосвязи подземных и поверхностных вод (состав и проницаемость русловых отложений), фильтрационные свойства и мощность эксплуатационного водоносного горизонта, допустимые понижения уровня воды, расстояние водозабора от поверхностного водотока или водоема. Совместное влияние гидрологических и гидрогеологических факторов определяет различную роль привлекаемых ресурсов в формировании эксплуатационных ресурсов в конкретных природных условиях. Так, в долинах крупных рек с расходом поверхностного стока, заведомо превышающим возможный отбор воды водозаборными сооружениями, привлекаемые ресурсы при условии активной взаимосвязи поверхностных и подземных вод, являются основным источником, обеспечивающим дебит водозаборов в течение всего периода эксплуатации (так называемые инфильтрационные водозаборы).

В долинах пересыхающих и промерзающих рек, водотоков с небольшими расходами, а также в случаях затрудненной взаимосвязи подземных и речных вод привлечение поверхностного стока происходит главным образом только в многоводные периоды (например, в паводки при подъеме уровней в реках и затоплении пойменных территорий).

Эксплуатационные ресурсы, формирующиеся за счет привлечения поверхностных вод, часто достигают весьма значительных величин. Так, линейные модули привлекаемых ресурсов, судя по опыту эксплуатации

отдельных водозаборов, могут достигать 300—400 л/с·км², а в отдельных случаях — до 1—2 м³/с·км².

В месторождениях подземных вод артезианских бассейнов платформенного типа основным источником формирования привлекаемых ресурсов являются естественные запасы и ресурсы подземных вод водоносных горизонтов, залегающие выше эксплуатируемого горизонта. Привлекаемые ресурсы в таких условиях образуются при эксплуатации основных водоносных горизонтов, вызывающей возникновение или усиление перетекания подземных вод через слабопроницаемые разделяющие отложения. Возможность и интенсивность процессов перетекания определяются главным образом геолого-гидрогеологическими факторами, обуславливающими степень взаимосвязи между эксплуатационными и смежными водоносными горизонтами (состав и мощность разделяющих отложений, наличие гидрогеологических окон, нарушения сплошности разделяющих пород, вызванные тектоническими процессами и т. п.).

Следует отметить, что вопросы взаимодействия водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемыми глинистыми отложениями, изучены явно недостаточно. Так, до самого последнего времени остается неясным, происходит ли перетекание через всю толщу разделяющих пород или только по отдельным ослабленным зонам. Тем не менее опыт эксплуатации подземных вод показывает, что во многих случаях привлекаемые ресурсы, формирующиеся при перетекании воды из смежных горизонтов, служат основным источником формирования эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Наиболее благоприятные условия для перетекания создаются при наличии участков размыва разделяющих глинистых отложений. Классическим примером, характеризующим такие условия, является центральная часть Московского артезианского бассейна, где на отдельных участках верхнеюрские глины, перекрывающие основной водоносный горизонт среднекаменноугольных известняков, полностью размывы. В связи с этим происходит перетекание воды из вышележащих мезо-кайнозойских отложений, причем привлекаемые ресурсы играют основную роль в формировании дебитов водозаборов. Анализ опыта эксплуатации водозаборов в артезианских бассейнах платформенного типа показывает, что процессы перетекания имеют существенное значение, главным образом при относительно неглубоком залегании эксплуатируемого водоносного горизонта (Прибалтийский, Днепровско-Донецкий, Азово-Кубанский и другие артезианские бассейны).

10.3.4. Эксплуатационные ресурсы

Изменение величин естественных запасов, естественных и привлекаемых ресурсов по площади, различная их роль в формировании эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод в разнообразных природных условиях приводят к крайне неравномерному распределению эксплуатационных ресурсов на территории СССР.

Как видно из табл. 10.1, территория СССР богата ресурсами пресных и солоноватых вод. Эксплуатационные ресурсы этих вод превышают 10 тыс. м³/с, из них примерно 50% приходится на долю восполняемых. Наиболее значительные эксплуатационные ресурсы сосредоточены в крупных артезианских бассейнах платформенного типа (Средне-Русском, Западно-Сибирском, Восточно-Русском, Днепровско-Донецком, Туранской платформенной области) и крупных складчатых областях (Крымско-Кавказской, Тимано-Уральской, Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской). Несмотря на то, что общая величина эксплуатационных ресурсов крупных артезианских бассейнов превышает ресурсы складчатых областей, наиболее крупные месторождения подземных вод формируются главным образом в складчатых областях.

Наибольшими значениями модулей эксплуатационных ресурсов характеризуются межгорные впадины и предгорные прогибы, где формиру-

Распределение ресурсов пресных и солоноватых подземных вод СССР по основным гидрогеологическим районам

Гидрогеологическая область, район	Ресурсы подземных вод, м ³ /с			Модуль эксплуатационных ресурсов, л/с · км ²
	Естественные	Эксплуатационные		
		всего	в том числе возобновляемые	
1	2	3	4	5
<i>Артезианские области платформ</i>				
Восточно-Европейская *	5100	3540	1670	0,1—10
Артезианские бассейны:				
Балтийско-Польский	700	430	200	0,1—3
Средне-Русский	2000	1600	770	0,1—5
Восточно-Русский	1100	640	340	0,1—5
Каспийский	110	180	70	0,1—1,7
Днепровско-Донецкий	540	540	200	0,1—10
Причерноморский	70	50	10	0,1—1
Бассейны трещинных вод:				
Балтийский	500	35	30	0,1 (сред.)
Украинский	60	50	30	0,1—0,7
Донецкий	20	30	20	0,05—8
Туранская	430	630	330	0,03—22
Западно-Сибирская *	1200	1290	320	0,01—10
Восточно-Сибирская *	2400	400	200	0,08—3
Всего по артезианским областям	9130	5860	2520	
<i>Гидрогеологические складчатые области</i>				
Карпатская и Крымско-Кавказская:				
бассейны трещинных вод	1540	230	200	0,05—5 6—32***
артезианские бассейны платформ	150	100	30	0,1—2
межгорные артезианские бассейны	170	200	150	2—10 40**
Копет-Даг-Большебалханская Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирская:	10	15	5	0,1—5
бассейны трещинных вод	870	135	95	0,6—26**
межгорные артезианские бассейны	1690	1755	1205	0,03—130
Тимано-Уральская:	260	210	150	0,06—4,7
бассейны трещинных вод	1030	245—255	160—190	0,05—3
межгорные артезианские бассейны	420	140—160	90—100	0,5—2
Саяно-Алтайско-Енисейская:	2300	—	—	—
бассейны трещинных вод	—	10	5	0,3—2,4
межгорные артезианские бассейны	—	70	40	0,1—2,4 0,5—13***
Восточно-Сибирская:	400	—	—	—
бассейны трещинных вод	—	105	40	0,1—0,6
межгорные артезианские бассейны	—	80	40	0,1—8
Зее-Буреинская и Сихота-Алинская:	1500—1600	—	—	—
бассейны трещинных вод	—	5	1	0,1—2
межгорные артезианские бассейны	—	330	50	0,1—8
Корякско-Камчатско-Курильская:	3800	—	—	—
бассейны трещинных вод	800	200	80	0,1—2
межгорные артезианские бассейны				

1	2	3	4	5
Сахалинская:				
бассейны трещинных вод	200	—	—	—
межгорные артезианские бассейны	350	310	210	4,3—10,8
Таймырская, Нансена, Восточная, Верхояно-Чукотская	1650	—	—	—
Всего по гидрогеологическим складчатым областям	14 450	4225	2620	—
Из них:				
по бассейнам трещинных вод	—	1000	720	—
по межгорным артезианским бассейнам	—	3200	1900	—
Всего по территории СССР	25 580	10 100	5140	—

* Естественные ресурсы определены на площади оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод.

** Для водоносных горизонтов четвертичных базальтов и гравийно-галечниковых образований.

*** Для водоносных горизонтов преимущественно четвертичных аллювиально-пролювиальных валуново-галечниковых отложений.

ются крупные месторождения артезианских бассейнов складчатых областей и конусов выноса. Высокая концентрация эксплуатационных ресурсов подземных вод на месторождениях определяется как благоприятными условиями сработки естественных запасов (развитие мощных толщ гравийно-галечниковых отложений), так и привлекаемых естественных ресурсов подземных вод, разгрузка которых в ненарушенных условиях происходит путем родничкового стока, испарения, поверхностного стока в зоне создаваемых воронок депрессии. Как правило, восполнимая часть эксплуатационных ресурсов в этих условиях значительно превосходит невозполнимую, а в некоторых бассейнах, где подземные воды приурочены к основным эффузивным породам (Араратский бассейн), эксплуатационные ресурсы почти целиком формируются за счет естественных.

В рассматриваемых условиях модули эксплуатационных ресурсов достигают 210 л/с·км² и более (Араратский, Чуйский, Иссык-Кульский бассейны, конусы выноса Кусарской предгорной равнины на Кавказе, межгорные впадины Северного и Южного Тянь-Шаня, Ферганская впадина, долина Зеравшана, Поронайская депрессия на Сахалине). Дебиты отдельных водозаборов могут превышать несколько кубических метров в секунду. В настоящее время потребности городского и сельского населения в рассматриваемых районах обеспечиваются подземными водами. Эксплуатационные ресурсы подземных вод межгорных впадин и предгорных прогибов в будущем могут обеспечить потребности крупных городов и ирригации. Увеличение эксплуатационных ресурсов в этих районах возможно при заложении водозаборов в долинах рек.

Благоприятные условия для формирования эксплуатационных ресурсов отмечаются также в ряде крупных артезианских бассейнов платформенного типа (Средне-Русском, Балтийско-Польском, Днепровско-Донецком), в юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна. Мощность зоны пресных вод в этих бассейнах достигает нескольких сотен метров. Глубина залегания основных водоносных горизонтов, сложенных известняками, доломитами, песками и песчаниками, изменяется в широких пределах — от нескольких до 300 м. В целом по перечисленным бассейнам восполняемые ресурсы составляют около 50% от эксплуатационных, среднее значение модуля эксплуатационных ресурсов составляет 1—2 л/с·км², значение модуля повышается до 2—5 л/с·км² в районах распространения грунтовых и слабонапорных вод в четвертичных песках или извест-

нях девона, а также на участках распространения известняков каменноугольного возраста в Подмоскowie, где установлена гидравлическая связь подземных и поверхностных вод и перетекание подземных вод из неэксплуатируемых мезо-кайнозойских отложений в основные каменноугольные горизонты.

В процессе эксплуатации водозаборов возможно значительное увеличение эксплуатационных ресурсов на участках, где основные водоносные горизонты имеют связь с вышележащими грунтовыми и поверхностными водами. На территории артезианских бассейнов дебиты групповых водозаборов измеряются сотнями литров в секунду, а в долинах рек увеличиваются до $1 \text{ м}^3/\text{с}$. Большая часть городов и поселков здесь удовлетворяет потребность в хозяйственно-питьевой воде за счет подземных вод.

Неравномерно и сравнительно слабообводненные районы выделяются в северо-восточной части Средне-Русского артезианского бассейна, Восточно-Русском, Причерноморском и ряде других. Для них характерна небольшая мощность зоны пресных вод, слабая водоносность пород, неблагоприятные условия питания на большей части территории; общая величина естественных запасов и восполняемых ресурсов невелика. Модули эксплуатационных ресурсов на преобладающей части территории изменяются в пределах $0,1-0,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Восполняемые ресурсы составляют примерно 30—40% от эксплуатационных.

Участки повышенной водообильности на территории этих бассейнов приурочены к долинам крупных рек и их притоков (Волга, Кама, Иртыш, Ишим, Тобол и др.), к площадям развития известняков, повышенной трещиноватости водовмещающих пород основных водоносных горизонтов по долинам рек. На этих участках значение модуля эксплуатационных ресурсов возрастает до 2, местами до $5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Увеличение эксплуатационных ресурсов можно ожидать главным образом на месторождениях речных долин за счет привлечения поверхностного стока. На площадях перечисленных бассейнов дебиты групповых водозаборов измеряются в основном десятками литров в секунду, на участках повышенной водообильности возрастают до $0,1-0,3 \text{ м}^3/\text{с}$ и более. В настоящее время большая часть крупных городов, расположенных на площади рассматриваемых бассейнов, использует для водоснабжения преимущественно поверхностные воды, а ряд городов, размещенных главным образом по долинам крупных рек, полностью удовлетворяют потребность в воде за счет подземных вод.

Наименее благоприятные условия формирования эксплуатационных ресурсов наблюдаются в районах Балтийского, Украинского и Донецкого бассейнов трещинных вод, на Урале, в Центральном Казахстане, пустынных районах Казахстана и Средней Азии, Прикаспия. Для этих районов характерны слабые фильтрационные свойства водовмещающих пород, малые мощности водоносных горизонтов, неблагоприятные условия питания (в южных районах). На большей площади рассматриваемых районов за счет подземных вод можно удовлетворить потребность в воде только сельского населения.

Модули эксплуатационных ресурсов на большей части территории не превышают $0,1 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Наиболее обводненные участки приурочены к зонам повышенной трещиноватости (Балтийский и Украинский бассейны, Урал), локальным структурам, сложенным известняками (Урал, Центральный Казахстан), аллювиальным отложениям в долинах рек (Южный Урал, Центральный Казахстан). На этих участках значение модулей возрастает до $1-2 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$, а местами и более.

ЛИТЕРАТУРА

- Амусья А. З., Ратнер Н. С., Фиделли И. Ф. Закономерности распределения подземного стока в реки на территории горного Кавказа, с. 32—51.
Бабушкин В. Д., Плотников В. С., Лосев Ф. И. Прогноз режима подземных вод на территории КМА при разработке месторождений и эксплуатации водозаборов. М., 1967. 90 с.

- Балашов Л. С. Роль артезианских вод в питании крупных рек на примере р. Амударьи. — В кн.: Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Т. IX. Л.: Гидрометеопиздат, 1959, с. 146—154.
- Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 204 с.
- Биндеман Н. Н. Об эксплуатационных ресурсах пресных подземных вод СССР и перспективах их использования. — Водные ресурсы, 1972, № 3, с. 112—124.
- Биндеман Н. Н., Бочевер Ф. М. Региональная оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод. — Сов. геология, 1964, № 1, с. 65—78.
- Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1970. 215 с.
- Биндеман Н. И., Никитин М. Р., Фаренгольд З. Д. Об учете прогнозного коэффициента использования подземных вод при региональной оценке их эксплуатационных ресурсов. — Водные ресурсы, 1973, № 1, с. 151—160.
- Бочевер Ф. М. О классификации запасов подземных вод. — Сов. геология, 1957, т. 62, с. 143—150.
- Бочевер Ф. М. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 328 с.
- Всеволожский В. А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1973. 88 с.
- Всеволожский В. А., Дюнин В. И., Бурова Н. Н. Динамика подземного стока в отложениях апт-сеноманского комплекса Западно-Сибирского артезианского бассейна. — В кн.: Краткие тезисы докладов к совещанию «Проблемы региональной динамики артезианских вод». Л., 1972, с. 44—45.
- Всеволожский В. А., Зекцер И. С., Коляго Ц. и др. Карта подземного стока Центральной и Восточной Европы. — В кн.: Методы оценки ресурсов подземных вод. М.: Наука, 1979, с. 70—74.
- Гавич И. К. Принципы и методы моделирования при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1970. 97 с.
- Гидрогеология СССР. М.: Наука, 1966—1970.
- Гидрогеология СССР. Сводный том. М.: Недра, 1977. 279 с.
- Джамалов Р. Г. Подземный сток Терско-Кумского артезианского бассейна. М.: Наука, 1973. 95 с.
- Жернов И. Е., Шестаков В. М. Моделирование фильтрации подземных вод. М.: Наука, 1971. 223 с.
- Зекцер И. С. Роль артезианских вод в питании крупных рек на примере среднего и нижнего течения р. Неман. — Метеорология и гидрология, 1963, № 2, с. 42—46.
- Зекцер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод. Прибалтика. М.: Недра, 1968. 105 с.
- Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М.: Наука, 1977. 173 с.
- Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям пресных вод. М., 1978. 114 с.
- Иванов А. Т. Определение подземной составляющей речного стока гидрохимическим способом — Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, 1948, т. 3, с. 243—246.
- Ковалевский В. С. Методы оценки размеров питания подземных вод по одиночным скважинам. М., 1970, с. 22—33.
- Крашин И. И., Пересушко Д. И., Плотников В. С. Моделирование для целей прогнозной оценки эксплуатационных запасов подземных вод и оптимальной схемы расположения водозаборов в пределах центральной части Московского артезианского бассейна. М., 1970, с. 63—74.
- Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек. — Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, 1949, т. 5. 179 с.
- Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1960. 344 с.
- Куделин Б. И., Зекцер И. С., Попов О. В. Подземный сток как элемент водного баланса территории СССР. — В кн.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М.: Стройиздат., 1974, с. 114—125.
- Куделин Б. И., Карпова В. П. Влияние карста на закономерности формирования подземного стока. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1968, № 2.
- Куделин Б. И., Попов О. В. Влияние климата на закономерности формирования подземного стока. Докл. сов. геологов на XXIV Международном геологич. конгрессе. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М.: Наука, 1972, с. 6—13.
- Лебедева Н. А. Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. М.: Наука, 1972. 148 с.
- Пашковский И. С. Оценка эксплуатационных запасов с применением моделирования на примере Тахта-Купырского артезианского бассейна. — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М.: Наука, 1969. с. 100—107.
- Подземный сток на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. 302 с.
- Попов О. В. Подземное питание рек. Л.: Гидрометеопиздат, 1968. 291 с.
- Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М., 1935. 335 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автокорреляция 137, 184
Активность солнечная 106
Анализ автокорреляционный 140, 189
— периодограммный 137, 189
— спектральный 189
- Влагоперенос 10
- Гидровулканизм 172
Гидрогеодинамика 7
Гидродисперсия 10
- Давление пластовое 165
Динамика подземных вод — см. гидрогеодинамика
Древирование 71
- Емкость горных пород гравитационная 17
— — — упругая 18
- Задачи граничные 61
— ивверсные 61
— инженерные 61
— индуктивные 61
— обратные 61, 96
— общегеологические 61
— прямые 60
— типизации 31
- Закономерности формирования ресурсов 225
Запасы естественные 211, 225, 230
— искусственные 211
— упругие 211, 231
— эксплуатационные 212
- Зональность гидрогеодинамическая 168
Изменчивость пространственная 20, 34
— режима многолетняя 107, 135, 205
- Корреляция множественная 112, 180
- Линия напора 25
— тока 25
- Методы прогноза (расчетов) балансовый 178, 220
— — вероятностно-статистический 178, 180
— — гидрогеологической аналогии 178, 193
— — гидрогеодинамический 178, 217
— — гидрохимический 218
— — расчленения гидрографа реки 215
- — — режима подземных вод 177
— — — фильтрации 48
- Миграция 10
Модель комплексная 44
— статистическая 44
— трендовая 44
- Напор гидродинамический 11
— гидростатический 11
— скоростной 11
Неоднородность 22
- Область фильтрации 28
Основы моделирования 57
Особенности потоков гидродинамические 36
Оценка эксплуатационных ресурсов 213
— — — региональная 219
- Поверхность пьезометрическая 174
Подпор 71
Потоки подземных вод 32
Прогноз вероятностный 200
— долгосрочный 197
— календарный (временной) 196
— сверхдолгосрочный 198
— режима подземных вод 177
Проницаемость горных пород 14
- Режим гидрогеодинамический 122, 163
— естественный 106
— напорных вод 156
— нарушенный 106
— подземных вод 106
— температурный 115, 141
— химического состава вод 148
- Ресурсы подземных вод естественные 211
— — — искусственные 211
— — — привлекаемые 212, 232
— — — эксплуатационные 212, 233
- Сетка гидродинамическая 26
Система динамическая 9
Скорость фильтрации 12
Среда фильтрационная 14
Схематизация гидрогеологических условий 38
— граничных условий 45
— фильтрационных свойств 39
- Течение вязко-пластическое 12
— ламинарное 11
— турбулентное 11

Типы режима подземных вод 122

Уравнения дифференциальные 54

— жесткого режима фильтрации 50

— неразрывности потока 49

— состояния фильтрационной среды 49

— упругого режима фильтрации 51

Факторы биогенные 119

— геологические 118

— гидрологические 117

— искусственные 121

— космические 107

— метеорологические 110

— режимобразующие 106

Фильтрация 10, 71

— квазистационарная 83

— нестационарная/радиальная 77, 83

— одномерная нестационарная 67

— одномерная установившаяся 63

— плановая 62

— планово-пространственная 89

— планово-радиальная 77, 84

— плоско-вертикальная 93

— плоско-параллельная 62, 69

— профильно-радиальная 80

— стационарная радиальная 82

— сферическая 79, 93

Цикличность колебания уровней 109,
139

Циркуляция атмосферная 111

Энергия удельная 11

Эффективность барометрическая 115,
116

— приливная 108

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И. С. Зекцер, Е. В. Пиннекер)	5
Часть I. Теоретические основы изучения движения подземных вод в земной коре (И. К. Гавич)	
1. Физические основы изучения движения подземных вод	7
1.1. Динамика подземных вод — теоретическая основа изучения закономерностей движения подземных вод	—
1.2. Основные виды движения подземных вод	10
1.3. Основы гидравлики потоков подземных вод	11
1.4. Основной закон фильтрации и пределы его применимости	12
1.5. Характеристика фильтрационной среды и ее основные показатели	14
1.6. Закон преломления фильтрационных токов и его следствия	23
1.7. Основные гидродинамические элементы и гидродинамическая сетка потока	25
1.8. Область фильтрации и ее элементы	28
2. Принципы типизации и схематизации гидрогеологических условий	31
2.1. Задачи типизации и схематизации гидрогеологических условий	—
2.2. Гидродинамические особенности и виды потоков подземных вод	32
2.3. Принципы схематизации и ее основные критерии	38
2.4. Построение расчетных схем и принципы обоснования их достоверности	46
3. Математические основы изучения процессов фильтрации подземных вод	48
3.1. Основные предпосылки и уравнения движения подземных вод	—
3.2. Основные уравнения состояния фильтрационной среды	49
3.3. Уравнения неразрывности потока	—
3.4. Дифференциальные уравнения жесткого режима фильтрации	50
3.5. Дифференциальные уравнения упругого режима фильтрации	51
3.6. Дифференциальное уравнение планового безнапорного потока	54
3.7. Свойства дифференциальных уравнений и методы их решения	—
3.8. Принципы изучения фильтрации подземных вод на основе уравнений в конечных разностях	59
3.9. Прямые и обратные задачи	60
4. Основы теории плоско-параллельной и плановой фильтрации	62
4.1. Особенности плоско-параллельной фильтрации и постановка задач	—
4.2. Одномерная установившаяся фильтрация	63
4.3. Одномерная нестационарная фильтрация	67
4.4. Принципы изучения гидродинамики естественных потоков на основе применения уравнений плоско-параллельной фильтрации	69
4.5. Принципы изучения гидродинамики потоков в зоне инженерных сооружений на основе уравнений плоско-параллельной фильтрации	71
5. Основы теории притока воды к скважинам	74
5.1. Особенности фильтрации и постановка задач	—
5.2. Исходная математическая модель; основные решения и методы их получения	76
5.3. Основы теории водопритока к совершенным скважинам (радиальная и плано-радиальная фильтрация)	82
5.4. Основы теории водопритока к скважинам в слоистых системах (плано-пространственная фильтрация)	89
5.5. Основы теории водопритока к несовершенным скважинам (плоско-вертикальная и сферическая фильтрация)	93
5.6. Общие принципы решения обратных задач по данным опытно-фильтрационных работ	96
Литература	102
Часть II. Формирование режима подземных вод (В. С. Ковалевский)	
6. Основные режимобразующие факторы и условия	106
6.1. Основные понятия	—
6.2. Космические факторы	107
6.3. Метеорологические факторы	110
6.4. Гидрологические факторы	117

6.5. Геологические факторы	118
6.6. Биогенные факторы	119
6.7. Искусственные факторы	121
7. Закономерности режима подземных вод в естественных условиях	122
7.1. Гидрогеодинамический режим подземных вод	—
7.2. Многолетняя изменчивость режима уровней подземных вод и подземного стока	135
7.3. Закономерности режима температур грунтовых вод	141
7.4. Закономерности режима химического состава грунтовых вод	148
7.5. Закономерности режима напорных вод	156
7.6. Гидрогеодинамический режим глубоких горизонтов (Е. В. Пиннекер)	163
7.7. Вертикальная гидрогеодинамическая зональность и ее аномалии (Е. В. Пиннекер)	168
7.8. Особенности движения глубоких подземных вод (С. С. Бондаренко, Л. В. Боровский, А. А. Дзюба)	173
8. Прогнозы режима подземных вод	177
8.1. Назначение и типы прогнозов режима подземных вод	—
8.2. Методические основы прогнозов режима уровней и расходов подземных вод	178
8.3. Календарные (временные) прогнозы, сезонные прогнозы	196
8.4. Долгосрочные прогнозы	197
8.5. Сверхдолгосрочные прогнозы	198
8.6. Вероятностные прогнозы	200
8.7. Учет многолетней изменчивости режима подземных вод при планировании их рационального использования	205
Литература	207

Часть III. Научно-методические основы изучения ресурсов и запасов подземных вод (И. С. Зекцер, Л. С. Язвин)

9. Основные понятия о ресурсах и запасах подземных вод и их классификации	210
10. Региональная оценка ресурсов и запасов подземных вод	213
10.1. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод	—
10.2. Принципы региональной оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод	219
10.3. Основные закономерности формирования ресурсов и запасов подземных вод.	225
Литература	236
Предметный указатель	238

ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Гидрогеодинамика

Ответственный редактор
Игорь Семенович Зекцер

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *Е. Г. Махенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *А. В. Пименов, В. К. Чичельник*

ИБ № 23034

Сдано в набор 08.04.82. Подписано к печати 22.12.82. МН-05073.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 3. Обыкновенная
гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 24. Усл. кр.-отт. 21,2.
Уч.-изд. л. 24. Тираж 4300 экз. Заказ № 133. Цена 4 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077,
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

3884

17.10.20



NATIONAL BOOK TRUST, INDIA
NEW DELHI