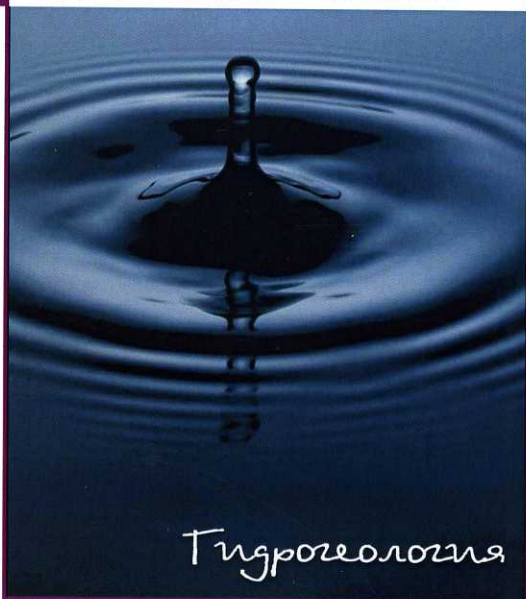


НАУЧНАЯ МЫСЛЬ

Электронно-
Библиотечная
Система
znanium.com



С.О. Гриневский

**ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД**




НАУЧНАЯ МЫСЛЬ

СЕРИЯ ОСНОВАНА В 2008 ГОДУ

С.О. ГРИНЕВСКИЙ

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Монография

Электронно-
Библиотечная
Система
znanium.com

Москва
ИНФРА-М
2012

УДК 550
ББК 26.03
Г85

Рецензент:

доктор геол.-мин. наук, профессор *Р.С. Штенгелов*

Гриневский С.О.

Г85 Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод: Монография. — М.: ИНФРА-М, 2012. — 152 с. — (Научная мысль).

ISBN 978-5-16-005256-4

В монографии представлен обзор современных подходов к схематизации и математическому описанию процессов взаимодействия подземных и поверхностных вод при гидрогеодинамическом моделировании. Рассмотрены основные принципы построения моделей взаимодействия подземных вод с водотоками и водоемами при различных способах описания гидрологического режима поверхностных вод и представлены различные подходы к описанию взаимосвязи подземных и поверхностных вод при построении геомиграционных моделей.

В книге охарактеризованы различные принципы гидрогеодинамического моделирования взаимодействия подземных вод с водотоками и водоемами в наиболее популярных современных вычислительных программах.

Книга предназначена для студентов и аспирантов, обучающихся по направлениям гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии, а также для специалистов, работающих в данных отраслях.

ББК 26.03

ISBN 978-5-16-005256-4

© Гриневский С.О., 2012

Издано в авторской редакции

Подписано в печать 25.09.2011.

Формат 60×88/16. Гарнитура Newton. Бумага офсетная.

Усл. печ. л. 9,310. Уч.-изд. л. 9,89.

Тираж 200 экз. Заказ N 204

Цена свободная.

ТК 167350-10726-250911

Издательский Дом «ИНФРА-М»

127282, Москва, ул. Полярная, д. 31в

Тел.: (495) 380-05-40, 380-05-43. Факс: (495) 363-92-12

E-mail: books@infra-m.ru <http://www.infra-m.ru>

Введение

Изучение природных процессов взаимодействия подземных и поверхностных вод, связывающих две ветви геогидрологического цикла круговорота воды [Шестаков, Поздняков, 2003], является традиционной тематикой научных, научно-методических и практических работ кафедры гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова со времени ее основания в 1953 г.

Еще Б.И. Куделиным были сформулированы представления о *гидравлической связи* подземных и поверхностных вод [Куделин, 1960], отражающие генетическое единство их формирования, которые получили дальнейшее развитие в работах кафедры гидрогеологии МГУ и связаны с именами: В.А. Всеволожского, В.В. Долгополова, И.С. Зекцера, Е.С. Казак, Р.П. Кочетковой, А.А. Маслова, И.К. Невечеря, Р.М. Никитина, И.С. Пашковского, С.П. Позднякова, А.А. Рошаля, С.М. Семеновой, И.Ф. Фиделли, Е.А. Филимоновой, В.М. Шестакова, Б.А. Шмагина, Р.С. Штенгелова и др. - в том числе и автора данной монографии.

В последние два десятилетия методы математического моделирования стали одним из основных инструментов изучения гидрогеологических процессов и повсеместно используются как в России, так и за рубежом при решении научных и практических задач, в которых, с той или иной степенью детальности, рассматриваются условия взаимодействия подземных и поверхностных вод.

Одним из наиболее актуальных и практически значимых гидрогеологических направлений прикладного использования математических моделей взаимодействия подземных вод с водотоками и водоемами является оценка эксплуатационных запасов подземных вод на месторождениях, которые, согласно типизации Б.В.Боревского и Л.С. Язвина, относятся к приречному типу [Боревский и др., 1989] и являются наиболее распространенными участками эксплуатации подземных вод [Язвин, 1972]. Именно в этих условиях максимально четко проявляется взаимовлияние процессов формирования поверхностного и подземного стока, определяющее изменения подземного питания водотоков и водоемов и поступление поверхностных вод к береговым водозаборам, что, во многом, обуславливает их производительность, режим работы и качество отбираемой воды.

Также в последние годы много внимания уделяется экологическим аспектам изменения условий взаимодействия подземных и поверхностных вод, которые являются следствием техногенного воздействия на природную среду. Гидрогеологические стороны этой проблемы также часто связаны с задачами оценки влияния эксплуатации подземных вод на гидрологический режим водотоков и водоемов, который в этом случае становится *гидрогеологически зависимым* – т.е. в гораздо большей степени, чем в естественных (ненарушенных) усло-

виях, формируется под влиянием процессов водообмена с подземными водами.

Являясь важнейшими факторами гидрогеологических условий территории, как в естественном, так и при техногенно-нарушенном режиме, процессы взаимодействия подземных и поверхностных вод требуют особого обоснования их схематизации при построении гидрогеодинамических моделей, поскольку нередко это определяет достоверность расчетной модели в целом.

Следуя рекомендациям В.М. Шестакова, важно «на этапе формирования теоретической модели...обосновать оптимальную («минимальную») модель, в которой исключаются те стороны процесса, которыми для решения поставленных задач можно пренебречь. При этом следует исходить из принципа лезвия Оккама — «не умножай сущности без надобности», имея в виду, что... степень понимания системы обратно пропорциональна числу переменных, фигурирующих в ее описании» (В.М. Шестаков «Методологические позиции гидрогеодинамики». www.geol.msu.ru/deps/hydro/shestakov1.html).

Таким образом, главная цель, которую автор преследовал при подготовке данной монографии, — обобщить (структурировать) существующие подходы к гидрогеодинамическому моделированию процессов взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Их сопоставительный анализ должен предоставить возможность специалисту-гидрогеологу наиболее *обоснованно схематизировать* эти процессы при построении гидрогеодинамических моделей, в соответствии с задачами моделирования и природными условиями конкретных объектов.

Разделы 1.3, 7.2.4, 7.4 и 7.5 автором написаны совместно с проф. С.П. Поздняковым; раздел 6.2 – совместно с Е.С. Казак.

Автор благодарен сотрудникам ФГУ ГП «Гидроспецгеология» А.А. Куваеву и К.А. Хихолу - за предоставленные материалы к разделу 6.1, и проф. Штенгелову Р.С. – за полезные советы при подготовке данной работы.

Глава 1.

СХЕМАТИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

Поверхностные водотоки и водоемы являются участками разгрузки или питания водоносных горизонтов и рассматриваются как внешние или внутренние границы (граничные условия) фильтрационного потока.

Моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод (ППВ) рассматривается на примере математической модели плановой нестационарной напорно-безнапорной фильтрации в изотропном пласте с условиями перетекания на верхней и нижней границах и внутренними источниками-стоками [Ломакин и др., 1988], в которой водообмен ППВ представлен внешним (граничным) удельным расходом $r = r(x, y, t, h)$:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T' \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T' \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \chi_{\Pi} (H_{\Pi} - h) + \chi_{\kappa} (H_{\kappa} - h) + r + w + q = \mu \frac{\partial h}{\partial t},$$
$$T' = \begin{cases} k(z_{\kappa} - z_{\Pi}) ; \mu = \mu^*, \text{ при } h \geq z_{\kappa}, \\ k(h - z_{\Pi}) ; \mu = \mu, \text{ при } h < z_{\kappa}, \end{cases} \quad (1.1)$$

где k – коэффициент фильтрации, T' – проводимость, z_{κ} , z_{Π} – отметки кровли и подошвы водоносного горизонта, h – напор, χ_{κ} , χ_{Π} – коэффициенты перетока через кровлю и подошву пласта, H_{κ} , H_{Π} – напоры на кровле и подошве пласта, μ и μ^* – коэффициенты гравитационной и упругой водоотдачи, $q = q(x, y, t)$ – интенсивность источника-стока (водозаборной скважины), $w = w(x, y, t)$ – интенсивность (скорость) инфильтрации, x , y – пространственные координаты, t – время. Коэффициент перетока χ в общем виде равен отношению коэффициента фильтрации (k_p) к мощности (m_p) перекрывающих (подстилающих) отложений.

1.1. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ НЕСОВЕРШЕНСТВО ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ

Взаимодействие ППВ осложнено гидрогеодинамическим несовершенством водоемов и водотоков, которое приводит к профильным деформациям потока подземных вод на прибрежном участке. При однородном строении пласта размер зоны деформации структуры потока примерно соответствует его мощности [Шестаков, 1995].

При сохранении общей плановой расчетной структуры потока гидрогеодинамическое несовершенство водоемов и водотоков характеризуется дополнительным фильтрационным сопротивлением f_0 , которое

учитывает несовершенство *степени* вскрытия водоносного пласта f_c (рис. 1.1 а) и *характера* его вскрытия f_x (рис. 1.1 б, в):

$$f_0 = f_c + f_x \quad (1.2)$$

Последнее означает, что водоем или водоток гидравлически отделяет от водоносного пласта слой менее проницаемых отложений – «экран» (мощностью m_0 и с коэффициентом фильтрации k_0), физически представленный либо перекрывающими пласт покровными относительно слабопроницаемыми отложениями, либо донными осадками реки (водоема) – рис. 1.1 б, в.

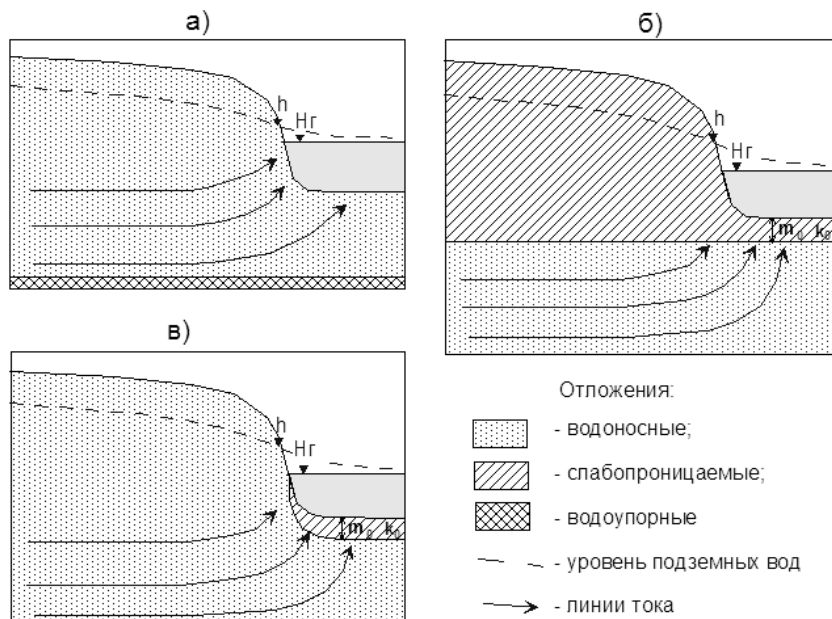


Рис. 1.1. Типы гидрогеодинамического несовершенства водоемов и водотоков: а) - по степени; б), в) – по характеру вскрытия водоносного пласта.

Почти все природные водоемы и водотоки обладают двумя типами гидрогеодинамического несовершенства, однако, обычно $f_c \ll f_x$ [Шестаков, 1995], и при моделировании, как правило, учитывается только наличие экранирующих слабопроницаемых отложений в ложе водотока.

Гидрогеодинамическое несовершенство водотоков и водоемов может характеризоваться:

- удельной (на единицу площади дна) величиной f_0 ,

$$f_0 = \frac{m_0}{k_0} [\text{сут}]; \quad (1.3)$$

- линейным (погонным) фильтрационным сопротивлением всей ширины дна водотока b при единичной длине его русла Φ_0 ,

$$\Phi_0 = \frac{f_0}{b} [\text{сут/м}]; \quad (1.3a)$$

- полным сопротивлением Φ участка реки длиной l

$$\Phi = \frac{f_0}{bl} [\text{сут/м}^2]. \quad (1.3б)$$

Часто в качестве параметров гидрогеодинамического несовершенства водотока (водоема) используются соответствующие обратные величины «дополнительной проводимости» ложа:

$$\alpha_0 = \frac{1}{f_0} [\text{сут}^{-1}]; \quad A_0 = \frac{1}{\Phi_0} [\text{м/сут}]; \quad A = \frac{1}{\Phi} [\text{м}^2/\text{сут}] \quad (1.3в)$$

Разность напоров подземных (h) и поверхностных (H_r) вод на граничном контуре $\Delta h_r = (H_r - h)$ является энергетическим показателем степени гидрогеодинамического несовершенства водотока и определяет расход и направление фильтрации.

В редких случаях природные водотоки и водоемы могут рассматриваться как гидрогеодинамически совершенные, что означает отсутствие дополнительного фильтрационного сопротивления на приграничном участке потока. В этом случае энергетические затраты потока на взаимодействие с поверхностными водами равны нулю и, пренебрегая высотой участка высачивания, на граничном контуре можно полагать $h = H_r$.

1.2. ТИПЫ РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ ПОД ЛОЖЕМ ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ И ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Взаимодействие ППВ может происходить в двух гидрогеодинамических режимах.

Подпертый режим фильтрации означает наличие прямой гидравлической связи между ППВ и характеризует сплошность (неразрывность) фильтрационного потока между водотоком и водоносным горизонтом – наличие зоны полного водонасыщения (рис. 1.2 а, б). При этом расход фильтрации (взаимосвязи) зависит от напора подземных вод h , а направление фильтрационного потока под рекой – от знака соотношения уровней ППВ $\Delta h_r = H_r - h$.

В естественных и слабонарушенных условиях, как правило, водотоки и водоемы являются участками дренирования подземных вод: $H_r < h$, а обратное соотношение уровней ППВ характерно лишь для кратковременных периодов половодья и паводков. Постоянно существующие участки поглощения поверхностных вод, при $H_r > h$, формируются чаще всего в области гидрогеодинамического влияния береговых водозаборов подземных вод (нарушенный режим), а в естест-

венных условиях – на локальных порожистых участках резкой изменчивости продольного профиля водотока или в излучинах меандра.

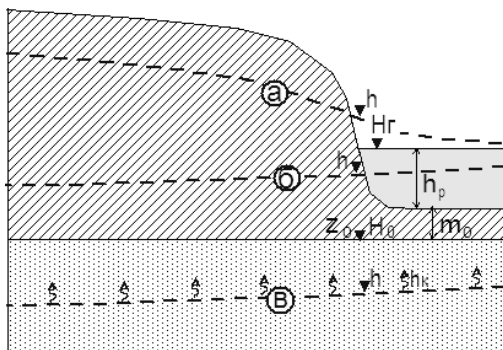


Рис. 1.2. Соотношение уровней подземных (h) и поверхностных (H_r) вод при подпертой (а, б) и свободной (в) фильтрации

В первом случае для образования постоянно существующего участка поглощения поверхностных вод необходимым условием является достаточно высокая проводимость пласта под рекой (рис. 1.3) [Гриневский, 1991(а)]. Результаты тестового моделирования показывают, что в этом случае участок поглощения формируется даже при относительно небольших уклонах порожистого участка $I_0 = 10^{-3} - 10^{-4}$.

Свободный режим фильтрации связан с возникновением под ложем водотока зоны неполного водонасыщения, когда уровень подземных вод залегает ниже подошвы экранирующих донных отложений z_0 (рис. 1.2 в). В этом случае за счет существенного различия проницаемости и пористости пород экрана и водоносного пласта происходит разрыв сплошности фильтрационного потока, и под ложем водотока (водоема) фильтрация происходит в режиме «свободного дождевания» при градиенте напора I , не зависящим от уровня подземных вод h [Шестаков, 1995]:

$$I = \frac{h_p + m_0}{m_0} \quad (1.4)$$

где h_p – глубина реки (водоема), m_0 – мощность экранирующих отложений.

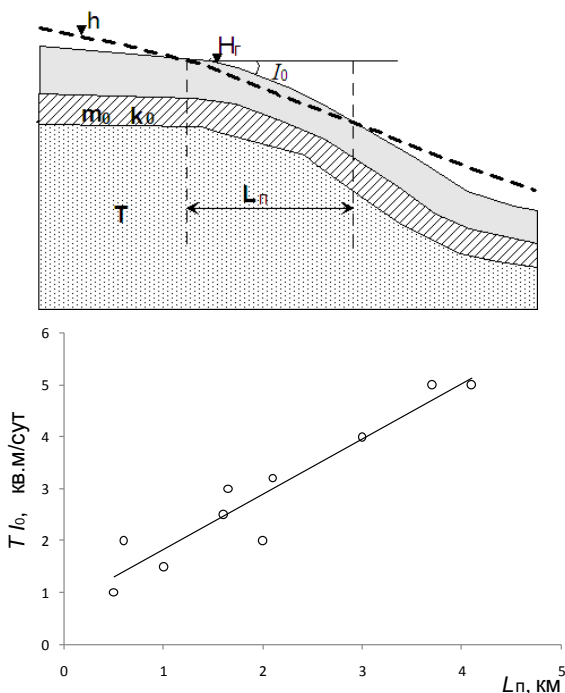


Рис. 1.3. Принципиальная схема формирования участка поглощения поверхностных вод и зависимость его протяженности L_n от соотношения проводимости пласта под рекой T и уклона поверхности воды в реке I_0

Таким образом, в общем случае взаимодействие ППВ описывается комплексным граничным условием: 3-го рода – для подпертого режима фильтрации под водотоком, которое может переходить в условие 2-го рода – при возникновении свободного режима:

$$r = \begin{cases} \alpha_0(H_r - h), & \text{при } h > H_0 \\ \alpha_0(H_r - H_0) = \alpha_0(h_p + m_0), & \text{при } h \leq H_0 \end{cases} \quad (1.5)$$

где H_r – уровень (напор) на границе, α_0 – параметр гидрогеодинамического несовершенства водотока или водоема (1.3 в), H_0 – уровень «отрыва» (разрыва сплошности фильтрационного потока) – рис. 1.2.

Граничные условия (1.5) должны дополняться условием физического существования водотока (водоема):

$$h_p > 0 \text{ или } H_r > z_0 + m_0. \quad (1.5a)$$

Теоретически, условие возникновения свободного режима фильтрации под рекой должно учитывать высоту зоны капиллярного поднятия над уровнем подземных вод h_k , и тогда $H_0 = z_0 - h_k$. Однако, учитывая, что h_k является значимой только для тонкодисперсных глинистых по-

род, не характерных для водоносных горизонтов, а в песчаных составляет первые десятки сантиметров – ей, как правило, пренебрегают, назначая уровень «отрыва» равным положению подошвы экранирующих донных отложений z_0 : $H_0 = z_0$ (рис. 1.2).

Гидрогеодинамический критерий возникновения свободного режима фильтрации под рекой (водоемом) учитывает соотношение коэффициентов фильтрации пород экрана k_0 и пласта под рекой k [Brunner и др., 2009]:

$$\frac{k_0}{k} \leq \frac{m_0}{h_p + m_0} \text{ или } r \leq k. \quad (1.6)$$

Схематизация взаимодействия ППВ согласно (1.5) предполагает условия «жесткой» фильтрации через экранирующий слой, пренебрегая его емкостными свойствами. Учитывая крайне незначительную мощность природных экранирующих отложений в ложе водотоков и водоемов (до первых метров) такая схематизация незначимо сказывается на суммарном расходе взаимосвязи ППВ [Шестаков, 1995]. При этом, однако, могут возникать серьезные погрешности при моделировании миграционных процессов, при которых емкостные и сорбционные свойства даже относительно маломощных донных отложений могут быть значимыми (см. раздел 6.2)

В естественных или слабонарушенных природных условиях взаимодействие ППВ, как правило, происходит в подпертом режиме фильтрации. Свободный режим фильтрации под ложем водотоков (водоемов) чаще всего может возникать при техногенном снижении уровней подземных вод (например, за счет эксплуатации подземных вод водозаборными скважинами) и иметь круглогодичный (постоянный) или временный (сезонный) характер.

В большинстве расчетных моделей взаимодействия ППВ, при возникновении свободного режима фильтрации влагоперенос до уровня подземных вод в не полностью водонасыщенной зоне под водотоком не рассматривается. Это подразумевает два основных допущения.

Во-первых, не учитывается дополнительное (отрицательное по знаку) всасывающее давление влаги, возникающее в зоне неполного водонасыщения под водотоком, которое увеличивает суммарный градиент I , под действием которого происходит фильтрация из водотока:

$$I = \frac{h_p + m_0 + \psi}{m_0}; r = \alpha_0(h_p + m_0 + \psi), \text{ при } h \leq H_0, \quad (1.7)$$

где ψ – высота всасывания, которая в общем случае зависит от типа водовмещающих пород. Погрешность оценки расхода взаимосвязи ППВ, возникающая за счет ψ , становится пренебрежимо малой при $\psi \ll h_p + m_0$, что реально выполняется уже при $(h_p + m_0) > 1$ м и приводит к занижению расхода менее 5% [Brunner и др., 2010]. Таким образом, погрешность оценки *расхода взаимосвязи ППВ* за счет недоучета

процессов влагопереноса в ненасыщенной зоне под водотоком может быть реально значима только для малых рек и мелких водоемов.

Во-вторых, расход, поступающий из водотока согласно (1.5) мгновенно и «напрямую» поступает в водоносный пласт. Такая схематизация вполне правомерна при небольшой (до нескольких метров) мощности зоны неполного водонасыщения вод водотоком [Niswonger, Prudic 2010], что наиболее типично для территорий с гумидным климатом.

В особых условиях, характерных для предгорных территорий с аридным или полуаридным климатом, зона свободной фильтрации под рекой может достигать свыше десятка метров, и в этом случае процессы влагопереноса в этой зоне под водотоками требуют адекватного отражения при моделировании (см. 1.3).

Для территорий с гумидным климатом, где в естественных и слабонарушенных условиях реки и водоемы преимущественно дренируют подземные воды, возникновение свободного режима фильтрации под их ложем связано, в большинстве случаев, с техногенным понижением уровней подземных вод при эксплуатации береговых водозаборов. Для этих условий получены аналитические критерии оценки возможности возникновения свободного режима фильтрации [Минкин, 1973; Бочеве и др., 1978].

Именно на участках береговых водозаборов в полной мере проявляется балансово-гидрогеодинамическая роль условий взаимосвязи ППВ, поскольку *изменение расхода взаимодействия* Δr при развитии понижений уровня подземных вод по сравнению с начальным (естественным) состоянием r^0 , определяет балансовую обеспеченность эксплуатационного водоотбора Q_3 :

$$Q_3 \approx \int_0^{L_s} \Delta r b = \int_0^{L_s} \Delta R_0 ; \quad (1.8)$$

$$\Delta r = r - r^0 = \begin{cases} \alpha_0 (S - \Delta H_r), & \text{при } S < S_0 \\ \alpha_0 (S_0 - \Delta H_r), & \text{при } S \geq S_0 \end{cases}, \quad (1.9)$$

где $S = h - h^0$ – понижение уровня подземных вод под водотоком (водоемом); S_0 – понижение уровня («отрыва»), при котором происходит смена подпертого режима на свободный; $\Delta H_r = H_r - H_r^0$ – изменение уровня поверхностных вод, связанное с водоотбором (т.н. зависимый гидрологический режим – см. 3.1); L_s – протяженность участка водотока (водоема) шириной b в зоне влияния водоотбора; ΔR_0 – изменение погонного расхода взаимодействия ППВ. При этом особую значимость приобретает полнота отражения нелинейных процессов преобразования граничных условий типа (1.5 и 1.9) при моделировании [Гриневский, 1991(6)].

Иллюстрацией к этому являются результаты тестового имитационного моделирования эксплуатации подземных вод сосредоточенным береговым водозабором с постоянным дебитом 24 тыс. м³/сут. Рассматривается однородный безнапорный водоносный горизонт мощностью 80 м, с коэффициентом фильтрации 10 м/сут на участке дренирования прямолинейной рекой шириной 20 м и глубиной 1 м. На расчетном участке площадью 5×5 км водоносный горизонт получает постоянное инфильтрационное питание $8.64 \cdot 10^{-4}$ м/сут; при этом удельный расход русловой разгрузки подземных вод составляет 0.216 м/сут, которая при мощности экранирующих русло отложений $m_0 = 0.5$ м и коэффициенте фильтрации $k_0 = 0.1$ м/сут происходит при превышении уровня подземных вод на поверхностными $\Delta h_r = 1.08$ м.

Рассматривается транзитный участок водотока, с расходом поверхностных вод на входе в расчетную область 0.05 м³/с (4320 м³/сут); поверхностное питание водотока не учитывается, тем самым на выходе из области моделирования расход водотока, получая суммарное подземное питание 0.25 м³/с (21600 м³/сут), составляет 0.3 м³/с (25920 м³/сут). Таким образом, данная постановка имитационного моделирования, при которой расход водоотбора сопоставим с естественными ресурсами поверхностных и подземных вод расчетной области, предусматривает формирование значительных прогнозных изменений условий взаимосвязи ППВ.

Моделирование проведено с использованием программы PmWin с расчетным модулем ModFlow [Chang и др. 1993; Harbaugh и др., 2000]) при различных вариантах реализации граничного условия (1.9) на площади водотока, а его результаты представлены на рис. 1.4.

- В первом случае моделировались условия подпертой фильтрации – независимо от понижения уровня подземных вод под ложем водотока, т.е. всегда $S < S^0$. В этом варианте моделирования величина Δr формируется прямо пропорционально понижению уровня подземных вод под рекой S , что характеризует условия «балансовой неограниченности» питания из реки (рис. 1.4.а). Для характеристики долевого участия поступающего питания с отдельных участков граничного контура в балансовом обеспечении дебита эксплуатации Q_s , согласно (1.8), удобно использовать значение $\Delta R_{0\text{отн}} = \Delta R_0 / Q_s$, выраженное в %. По результатам моделирования данного варианта видно, что основная доля балансового обеспечения дебита эксплуатации $\Delta R_{0\text{отн}}$ формируется на участке водотока в непосредственной близости от водозабора (рис. 1.4 в) при относительно локально развитой депрессии под рекой (рис. 1.4 г).

- Во втором варианте учитывалась возможность образования свободного режима фильтрации под рекой, однако уровень водотока моделировался неизменным, т.е. $\Delta H_r = 0$ – условия независимого гидрологического режима (см. 2.1). В этом случае изменение удельного расхода взаимосвязи ППВ, характеризующее балансовую роль граничного контура, ограничено и становится постоянным при возникновении свободного режима фильтрации на участке водотока протяженностью L_f (рис. 1.4 а, г).

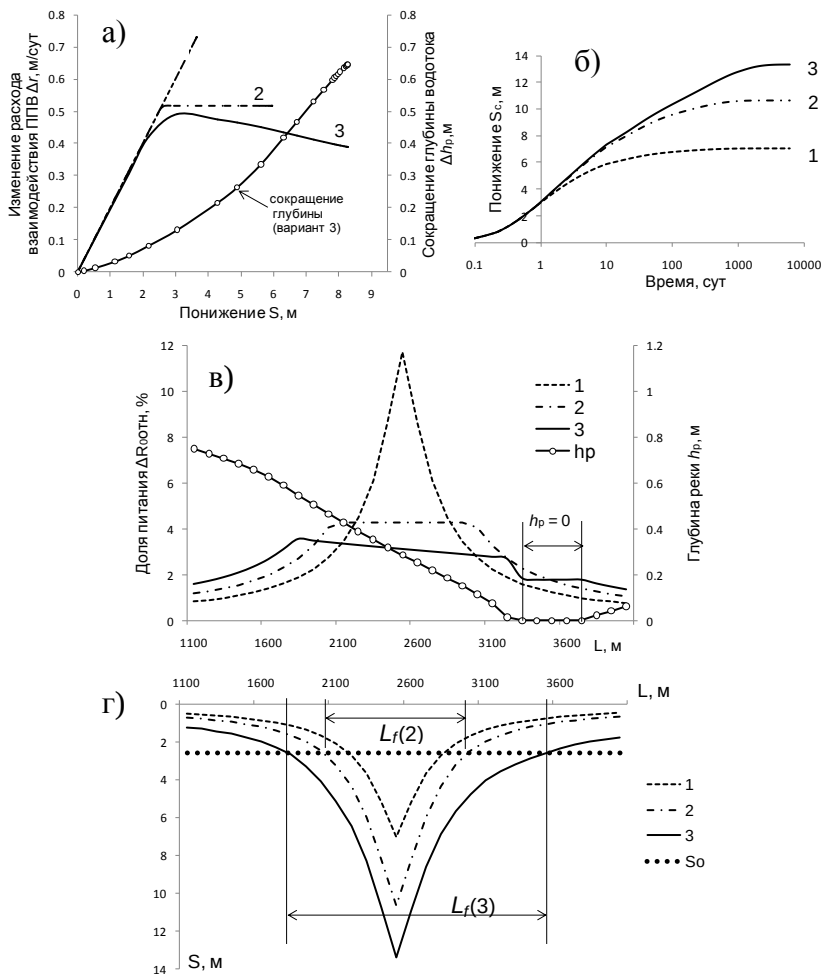


Рис. 1.4. Результаты тестового имитационного моделирования эксплуатации подземных вод вблизи реки при 3-х вариантах реализации граничного условия на площади водотока: а) изменение удельного расхода взаимодействия ППВ Δr и глубины реки Δh_r (для 3-го варианта) в зависимости от понижения уровня подземных вод под рекой S в створе водозабора; б) графики временного прослеживания понижений уровня подземных вод на линии водозабора S_c ; в) распределение относительной балансовой доли погонного питания с границы $\Delta R_{0отн}$ (%) и изменение глубины реки h_r (для 3-го варианта) по длине водотока L ; г) стационарные понижения уровней подземных вод под рекой S по длине водотока L и размеры зоны свободной фильтрации L_f (для 2го и-3-го вариантов)

Такая ограниченность «балансовых возможностей» питающей границы приводит к привлечению «дополнительных» контуров питания (рис. 1.4 в) за счет расширения депрессии напоров (рис. 1.4 г), что отчетливо проявляется также и в увеличении расчетных понижений уровней подземных вод в эксплуатационной скважине S_c – рис. 1.4 б).

И, наконец, в третьем варианте граничные условия на контуре водотока типа (1.9) моделировались в полной форме, т.е. с учетом сокращения уровня водотока ΔH_r , формирующегося за счет уменьшения ее подземного питания и непосредственной фильтрации из реки – условия зависимого гидрологического режима (см. 3.1)¹.

В этом случае зависимость изменения расхода взаимодействия ППВ Δr от понижения уровня под водотоком S является нелинейной, поскольку формируется также и под влиянием сокращения уровня (глубины) водотока Δh_p – рис. 1.4 а). Более того, при возникновении свободного режима фильтрации на участке водотока его «балансовые возможности» в этом случае начинают *сокращаться* по мере уменьшения глубины реки (рис. 1.4 в). В предельном состоянии, при полном обмелении участка водотока при $h_p = 0$, удельный расход фильтрации из него $r = 0$, и $\Delta r = r^0$ – т.е. балансовое поступление на этом участке границы к скважине ограничено только сокращением (инверсией) естественной разгрузки подземных вод. Гидрогеодинамически это проявляется в развитии еще больших понижений уровня подземных вод – как по площади (рис. 1.4 г), так и в водозаборной скважине (рис. 1.4 б). При этом существенно возрастает и область развития свободного режима фильтрации под водотоком L_f (рис. 1.4 г).

Таким образом, результаты проведенного имитационного моделирования наглядно показывают, что нелинейность процессов взаимодействия ППВ кардинальным образом влияет на формирование гидрогеодинамических условий при эксплуатационном водоотборе, а адекватность их отражения в расчетных моделях определяет достоверность прогнозных оценок. При этом очевидно, что относительные ошибки прогнозного моделирования, обусловленные как недоучетом возможных изменений балансово-гидрогеодинамических условий на участках водотоков или водоемов, так и погрешностью оценки параметров, определяющих условия взаимосвязи ППВ, могут быть различны, в зависимости от природных условий. Тем не менее, очевидно, что балансово-гидрогеодинамическая значимость процессов взаимосвязи ППВ требует специального обоснования принципов их схематизации при моделировании.

Как уже отмечалось выше, в особых (относительно редких) случаях водотоки и водоемы могут характеризоваться совершенной гидравлической связью с подземными водами, когда $h = H_r$. Это отвечает особому граничному условию 1-го рода, которое является весьма консервативным, поскольку:

¹ Режим уровня и расхода водотока в этом случае моделировался на основе гидрологической модели водотока, представленной уравнением Шези (см. 3.2.1).

- в этом случае свободный режим фильтрации под водотоком физически образоваться не может;
- такое условие предусматривает независимость уровня водотока (водоема) H_r от расхода взаимосвязи ППВ – условия так называемого *независимого гидрологического режима* (см. 2).

Как было показано в рассмотренном выше тестовом примере, такая схематизация условий взаимосвязи ППВ может приводить к существенным ошибкам прогнозных расчетов эксплуатации подземных вод, что требует особого обоснования возможности схематизации условий взаимосвязи ППВ граничным условием 1-го рода.

Более универсальным является принцип описания взаимодействия ППВ комплексным граничным условием (1.5), что позволяет моделировать и *зависимый гидрологический режим* (см. 3), а условия совершенной связи при этом рассматриваются как частный случай условия (1.5): при $\alpha_0 \rightarrow \infty$, $h \rightarrow H_r$. В практических расчетах с точностью по напорам h до 10^{-3} м, для этого достаточно задавать значения $\alpha_0 > 10^3 \text{ сут}^{-1}$. При этом, однако, требуется более жесткий контроль сходимости баланса в блоках модели с водотоком.

1.3. МОДЕЛЬ ВЛАГОПЕРЕНОСА ПРИ СВОБОДНОМ РЕЖИМЕ ФИЛЬТРАЦИИ ПОД ВОДОТОКОМ (ВОДОЕМОМ)

В условиях свободного режима фильтрации (рис 1.2 в) под водотоком формируется зона аэрации, через которую идет поток, сформировавшийся за счет потерь из него. При этом физический разрыв сплошности потока влаги под водотоком, согласно (1.6), происходит, если пропускная способность экрана меньше, чем пласта при единичном градиенте напора.

Простая модель влагопереноса, не требующая численной дискретизации разреза зоны аэрации под водотоком, основана на уравнении кинематической волны и является аппроксимацией уравнения насыщенно-ненасыщенной фильтрации при пренебрежении градиентом всасывающего давления [Niswonger, Prudic, 2010]. При этом, полагая, что движение под водотоком ниже подошвы экранирующих русло отложений происходит только под действием силы тяжести, можно записать:

$$\frac{d}{dt} \int_{z_1}^{z_2} \theta(z) dz - k_w(\theta_1) + k_w(\theta_2) = 0, \quad (1.10)$$

где θ – влажность пород зоны аэрации, $k_w(\theta)$ – коэффициент влагопереноса, z_1 – отметка дна экрана, z_2 – отметка уровня грунтовых вод.

Вертикальный поток r , формирующийся под ложем водотока в данной модели численно равен коэффициенту влагопереноса на подошве экрана - отметке z_1 :

$$r(t) = \frac{k_0}{m_0} (h_p(t) + m_0) = k_w(\theta_1) , \quad (1.11)$$

а поток, приходящий на уровень грунтовых вод, равен коэффициенту влагопереноса на глубине z_2 .

Для расчетов уравнения (1.10 – 1.11) должны быть дополнены зависимостью коэффициента влагопереноса от влажности, например, в виде, предложенном С.Ф. Аверьяновым [Шестаков, 1995]:

$$k_w(\theta) = k\bar{\theta}^n ; \bar{\theta} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\max} - \theta_r} \right) , \quad (1.12)$$

где k – коэффициент фильтрации пород ненасыщенной зоны под водотоком, $\bar{\theta}$ – относительная влажность, $\theta_{\max}$ – максимальная влагоемкость, θ_r – доля неподвижной влаги, $n \approx 3 - 4$.

При этом влажность, формирующаяся на нижней границе экрана θ_1 , равна:

$$\theta_1 = \begin{cases} \theta_r + (\theta_{\max} - \theta_r) \sqrt[n]{\frac{r}{k}} , & \text{при } 0 < r \leq k ; \\ \theta_{\max} , & \text{при } r > k \end{cases} ; \quad (1.13)$$

а скорость кинематической волны определяется как:

$$v(\theta) = \frac{dz}{dt} = \frac{\partial k_w(\theta)}{\partial(\theta)} . \quad (1.14)$$

На границе фронта промачивания z_f производная (1.14) разрывна, и скорость продвижения фронта v_f может быть представлена в виде:

$$v_f(\theta_u, \theta_l) = \frac{k_w(\theta_u) - k_w(\theta_l)}{\theta_u - \theta_l} , \quad (1.15)$$

где θ_u, θ_l – влажность выше и ниже фронта соответственно.

Пренебрегая влажностью зоны аэрации ниже фронта промачивания ($\theta_l = 0, k_w(\theta_l) = 0$), определяя далее θ_u согласно (1.13) и полагая, что $(\theta_{\max} - \theta_r)$ соответствует активной пористости пород n_0 , получим известную формулу Н.Н. Биндемана [Шестаков, 1995]:

$$v_f = \frac{\sqrt[n]{r^{n-1}k}}{n_0} . \quad (1.16)$$

Согласно (1.16) можно оценить характерное время движения фронта промачивания t_f от подошвы экрана до уровня грунтовых вод при характерной мощности зоны аэрации под водоемом m_a и расходе из него r :

$$t_f = \frac{m_a n_0}{\sqrt[n]{r^{n-1}k}} . \quad (1.17)$$

Если это время соизмеримо с временным шагом геофильтрационной модели или меньше его, то учет зоны неполного насыщения под водоемом нецелесообразен.

Вместе с тем, рассмотренные выше допущения, заложенные в оценку скорости и времени продвижения фронта промачивания согласно (1.16 – 1.17), приводят к существенному занижению расчетной скорости v_f , причем относительная погрешность аналитических расчетов возрастает с увеличением начальной относительной влажности пород зоны аэрации под рекой – рис. 1.5.

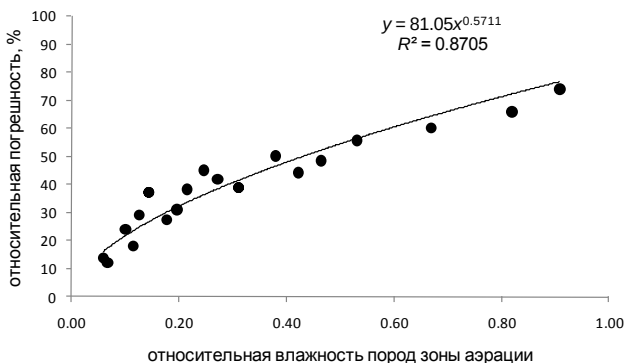


Рис. 1.5. Относительная погрешность аналитической оценки скорости продвижения фронта промачивания v_f (%) в зависимости от начальной относительной влажности пород зоны аэрации под рекой (по сопоставлению с результатами моделирования)

Это следует из анализа результатов моделирования влагопереноса под рекой с использованием программы HYDRUS 1D [Šimůnek et al., 2005] при характерных гидрофизических параметрах песчаных пород зоны аэрации [Schaap et al., 2001] мощностью $m_a = 5 - 100$ м, с коэффициентами фильтрации $k = 1 - 100$ м/сут, при глубине реки $h_p = 1$ м и различной мощности m_0 и фильтрационных свойствах k_0 экранирующих русло отложений (табл. 1.1). При этом начальная влажность пород зоны аэрации под рекой при моделировании задавалась согласно зависимости (1.13), в которой она определяется соотношением r/k .

Таким образом, аналитические зависимости (1.16 – 1.17) с относительно небольшой погрешностью могут быть применимы для оценки скорости и времени продвижения фронта промачивания, когда скорость фильтрующегося из реки потока при свободном режиме фильтрации существенно меньше коэффициента фильтрации пород зоны аэрации под рекой: $r \ll k$.

Таблица 1.1

Характерное время движения фронта промачивания до уровня грунтовых вод t_f (сут) при свободном режиме фильтрации под рекой

k_0 , м/сут	m_0 , м	k_0/m_0 , сут ⁻¹	r , м/сут	$\bar{\theta}_1$	k , м/сут	v_f , м/сут	
						по формуле (1.16)	по результатам моделирования
0.01	1	0.01	0.02	0.27	1	0.23	0.39
				0.13	10	0.49	0.70
				0.06	100	1.06	1.23
0.01	0.5	0.02	0.03	0.31	1	0.30	0.49
				0.14	10	0.65	1.03
				0.07	100	1.39	1.59
0.05	1	0.05	0.1	0.46	1	0.67	1.30
				0.22	10	1.44	2.34
				0.10	100	3.11	4.09
0.05	0.5	0.1	0.15	0.53	1	0.88	1.98
				0.25	10	1.89	3.44
				0.11	100	4.07	4.97
0.1	0.5	0.2	0.3	0.67	1	1.39	3.50
				0.31	10	3.00	4.91
				0.14	100	6.47	10.31
0.05	0.1	0.5	0.55	0.82	1	2.09	6.14
				0.38	10	4.50	9.03
				0.18	100	9.69	13.33
0.25	0.5	0.5	0.75	0.91	1	2.57	9.87
				0.42	10	5.53	9.91
				0.20	100	11.91	17.28

Строго говоря, скорость продвижения фронта промачивания v_f зависит и от характера распределения начальной влажности вниз по разрезу зоны аэрации, определяющей градиент всасывающего давления, и от неравномерности поступления питания из водотока (водоема) r . При относительно постоянной влажности, фронт движется с одинаковой скоростью; если начальная влажность уменьшается вниз по разрезу от величины θ_1 (у подошвы экранирующих русло отложений) до значения θ_r , скорость продвижения фронта промачивания постепенно сокращается – рис. 1.6.

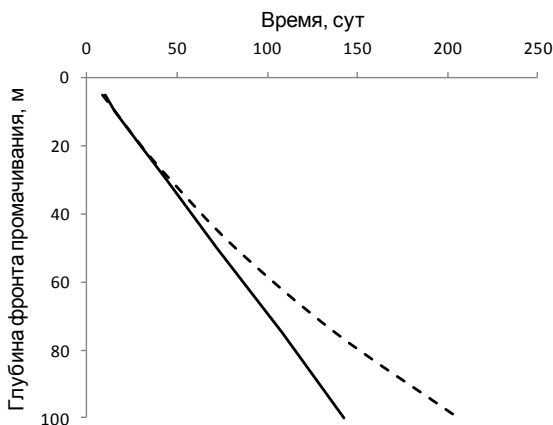


Рис. 1.6. Пример характерной зависимости глубины фронта промачивания от времени при постоянном начальном профиле влажности (сплошная линия) и при ее сокращении с глубиной (пунктир)

Если интенсивность поступления питания из реки (водоема) изменилась со значения r_1 до величины r_2 , то, согласно (1.15), скорость продвижения фронта составит:

$$v_f = \frac{\sqrt[n]{k}}{n_0} \frac{r_1 - r_2}{\sqrt[n]{r_1} - \sqrt[n]{r_2}}. \quad (1.18)$$

Формула (1.18) является более общей, уточненной формой уравнения Биндемана (1.16).

В целом, проведенный анализ показывает, что, независимо от фильтрационных свойств пласта и экранирующих отложений, при мощности зоны аэрации под рекой более 5 – 10 м, время поступления фильтрующейся из реки воды на уровень грунтовых вод, как правило, оказывается значимым (сопоставимым с характерным шагом геофильтрационной модели), что требует учета процессов влагопереноса при моделировании взаимосвязи ППВ.

Такие условия характерны для предгорных частей конусов выноса и предгорных впадин, где происходит формирование потока подземных вод за счет поглощения поверхностного стока, которое нередко происходит в свободном режиме фильтрации. Характерным примером является Самур-Гюльгерычайская аллювиально-пролювиальная равнина, сложенная песчано-гравийно-галечными бакинскими (Q_{Ib}) и хазаро-хвалынскими (Q_{II-III} hz-hv) отложениями голоцена мощностью до 100 м, подстилаемыми преимущественно глинистыми породами апшеронского яруса неогена N_2ap) – рис. 1.7.

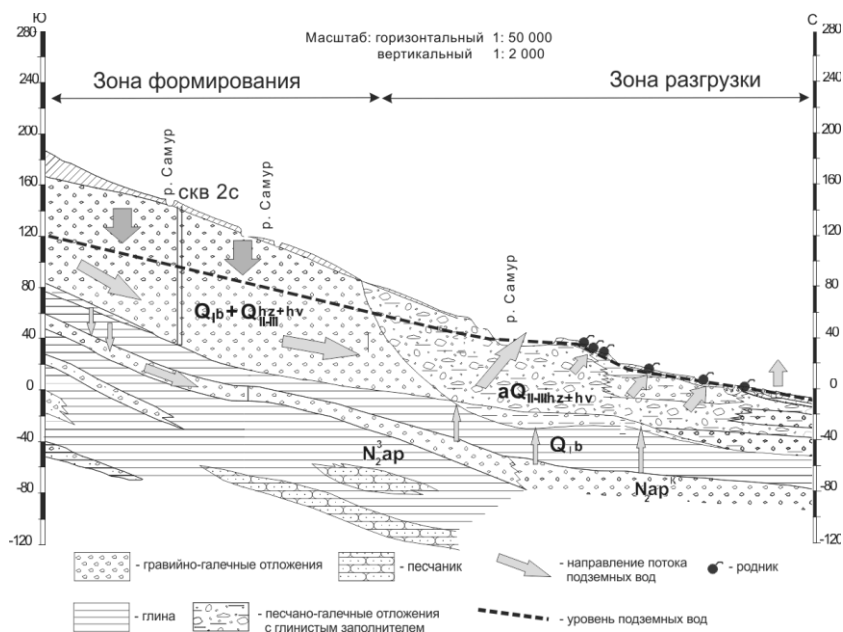


Рис. 1.7. Схема формирования потока подземных вод Самур-Гюльгерычайской аллювиально-пролювиальной равнины (Южный Дагестан) [Гриневский и др., 2009]

Формирование потока подземных вод этой структуры происходит за счет поглощения поверхностного стока рек Самур и Гюльгерычай в предгорной части территории [Гриневский и др., 2009] – при этом мощность зоны аэрации под рекой может достигать свыше 50 – 60 м. Данные режимных наблюдений по скважине, расположенной в этой области показывают, что временная задержка подъема уровня подземных вод за счет весеннего увеличения поверхностного стока составляет свыше 1 месяца, что обусловлено длительностью прохождения питания через зону аэрации – рис. 1.8.

С использованием средней скорости поглощения поверхностных вод на этом участке реки $r = 0.336$ м/сут, полученной по данным гидрометрических замеров, и коэффициента фильтрации водовмещающих пород $k = 15$ м/сут, расчетное время продвигания фронта промачивания через зону аэрации по данным моделирования одномерного влагопереноса в этом случае составляет порядка 25 сут. Расхождение оценки с наблюдаемым временем задержки подъема уровня подземных вод (рис. 1.8) может быть связано с уменьшением коэффициента фильтрации вниз по разрезу зоны аэрации, а также с погрешностями задания гидрофизических параметров влагопереноса.

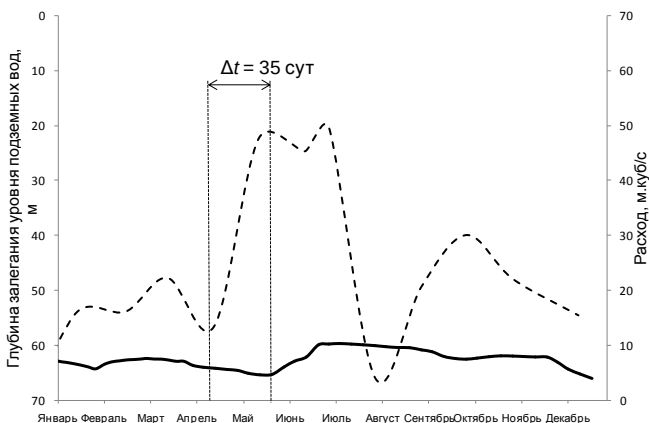


Рис. 1.8. Годовой график режима уровней подземных вод (скв. 2с, рис. 1.7) и расхода р. Самур за 2006 г.

Учитывая сезонную динамику гидрологического режима водотока, скорость свободной фильтрации r может существенно возрастать при подъеме его уровня h_p , согласно (1.11). Тогда, при $r > k$, через некоторое время может произойти полное водонасыщение пород под рекой, и свободный режим фильтрации сменится на подпертый. Оценка скорости этого процесса показала, что его развитие во времени практически не зависит от расхода свободной фильтрации r и фильтрационных свойств экранирующих русло отложений, а определяется, при одних и тех же фильтрационных свойствах, – только начальной влажностью пород зоны аэрации – рис 1.9.

Результаты моделирования процессов влагопереноса, проведенного аналогично рассмотренному выше (при $k_0/m_0 = 0.3 - 1.2 \text{ сут}^{-1}$, $r = 1 - 8 \text{ м/сут}$), показали, что при одном и том же профиле начальной влажности зоны аэрации с коэффициентом фильтрации $k = 1 \text{ м/сут}$, вариации скорости распространения фронта полного водонасыщения под рекой составляют не более $\pm 4 - 8\%$ относительно средней – рис. 1.9.

Это связано с тем, что при начальном возрастании расхода свободной фильтрации из реки ($r > k$), вызванном подъемом уровня поверхностных вод h_p , под подошвой экрана достаточно быстро (в течение суток) формируется зона полного водонасыщения с единичным градиентом напора, и расход фильтрации из реки быстро сокращается $r \rightarrow k$.

Таким образом, анализ скорости распространения фронта полного водонасыщения показывает, что, в зависимости от мощности зоны аэрации под рекой, ее полное водонасыщение может происходить достаточно быстро (рис. 1.9) – за время, соизмеримое с характерной

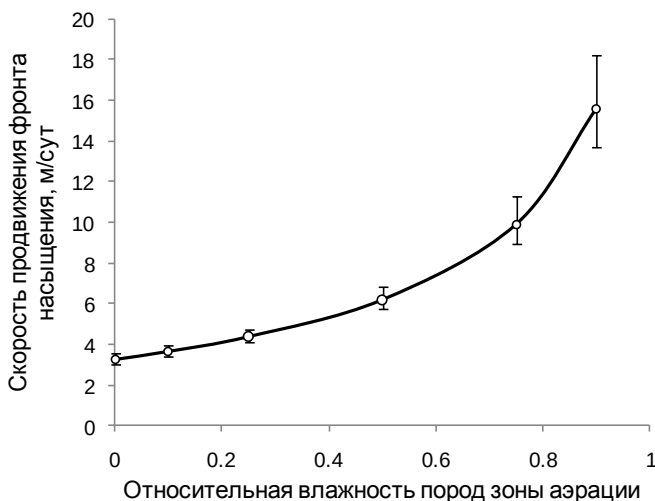


Рис. 1.9. Средняя скорость продвижения фронта полного водонасыщения под рекой в зависимости от начальной относительной влажности пород зоны аэрации ($k = 1$ м/сут)

длительностью периодов половодья и паводков. Это означает, что «сезонная» смена свободного режима фильтрации под водотоком на подпертый и наоборот возможна даже при значительной мощности зоны аэрации под рекой.

1.4. ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО НЕСОВЕРШЕНСТВА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

Параметры, характеризующие гидрогеодинамическое несовершенство водотоков и водоемов, зависят не только от фильтрационных свойств и мощности подруслового экрана, но и от характера деформации структуры фильтрационного потока в прибрежной зоне. С этих позиций при проведении геофильтрационных расчетов и моделирования принято различать два основных типа водотоков (водоемов), определяющих физический смысл и, как следствие, способы расчета параметров гидрогеодинамического несовершенства их ложа. Количественным критерием при этом является размер зоны активной фильтрации $N_{\text{акт}}$ [Бочеввер и др., 1978], где происходит до 95% всего балансового взаимодействия ППВ [Шестаков, 1995]:

$$N_{\text{акт}} \approx 1,5 \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}, \quad (1.19)$$

где T – проводимость пласта, а m_0 , k_0 – мощность и коэффициент фильтрации экранирующих отложений. Если $N_{\text{акт}}$ захватывает меньше половины ширины русла водотока (водоема) b , он считается широким; в противном случае – узким.

Для сравнения используется приведенная ширина водотока (водоема) G , характеризующая как его физическую ширину b , так и фильтрационные свойства, и строение подруслового экрана [Штенгелов, 1988]:

$$G = \frac{b}{\sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}}, \quad (1.20)$$

При $G > 3$ водоток (водоем) является гидрогеодинамически широким, а при $G < 3$ – гидрогеодинамически узким.

1.4.1. Гидрогеодинамически широкие водотоки и водоемы

Для широкого водотока или водоема зона активной фильтрации захватывает менее половины ширины водотока: $N_{\text{акт}} < 0.5b$, что соответствует значению приведенной ширины ($G > 3$). При этом фильтрационные потоки на двух берегах такого водоема или водотока оказываются гидрогеодинамически разобщенными и не взаимодействуют между собой (рис. 1.10). Это означает, что в условиях *подпертого* режима фильтрации его береговая линия может рассматриваться как *внешняя граница* области моделирования. В этом случае гидрогеодинамическая разобщенность берегов широкого водотока должна сохраняться и при техногенном (прогнозном) снижении уровней подземных вод (например, за счет эксплуатации подземных вод) – при этом воронка депрессии не распространяется на противоположный берег, и понижения уровней там равны нулю.

Обоснование параметров гидрогеодинамического несовершенства водотока (водоема) в этом случае исходит из предпосылки сохранения плановой (недеформированной по вертикали) структуры потока в береговой зоне, а реально существующие деформации структуры фильтрационного потока в этой области учитываются «виртуальным» удалением береговой линии на величину ΔL [Шестаков, 1995] – рис. 1.10.

При этом дополнительная длина планового потока ΔL должна эквивалентно компенсировать потери напора водоносного пласта, энергетически затраченные на преодоление относительно слабопроницаемых пород подруслового экрана. Именно эта обобщенная характеристика фильтрационного сопротивления пород подрусловых отложений наиболее часто непосредственно определяется на практике отечественных полевых исследований (по данным опытных откачек и ре-

жимных наблюдений за уровнями ППВ [Бочевер и др. 1969; Боровский и др., 1979)] – см. 1.4.4.

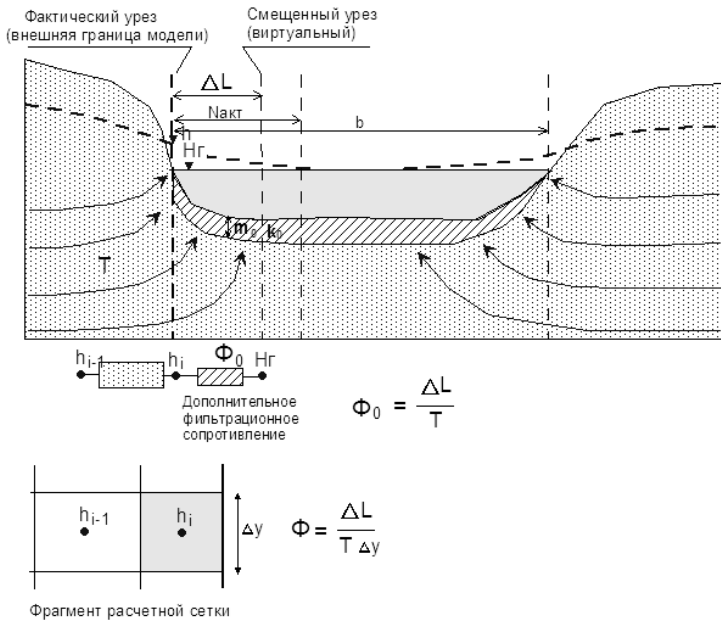


Рис. 1.10. Схема к обоснованию параметров несовершенства гидрогеодинамически широкого водотока (водоема) при подпертом режиме фильтрации

На ее основе рассчитываются погонные (на 1 м береговой линии) характеристики гидродинамического несовершенства широкого водотока (водоема), учитывающие всю активную зону:

$$A_0 = \frac{1}{\Phi_0} = \frac{T}{\Delta L}. \quad (1.21)$$

Связь обобщенного параметра ΔL с физическими характеристиками экранирующих дно отложений определяется следующими соотношениями [Шестаков, 1995]:

$$\Delta L = \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}} \operatorname{cth}(G), \quad (1.22)$$

$$\text{при } b \rightarrow \infty, \Delta L \approx \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}. \quad (1.23)$$

Гидрогеодинамически широкий водоток (водоем) может являться внешней границей модели только при условии *однотипности условий*

взаимосвязи ППВ по всей ширине его активной зоны – т.е., когда в пределах всего расчетного срока моделирования под водотоком (водоемом) сохраняются условия подпертого режима фильтрации. Однако в прибрежной части ложа широкого водоема (водотока), как правило, вследствие влияния эксплуатации подземных вод, возможно возникновение зоны свободного режима, причем ее размер заранее неизвестен, поскольку определяется не только параметрическим соотношением (1.6), но и расчетным (прогноznым) положением уровня подземных вод h – согласно (1.5).

Возможность возникновения свободного режима фильтрации под ложем широкого водотока (водоема) для относительно простых условий (одиночная водозаборная скважина на расстоянии L_0 от прямолинейной береговой границы при однослойном экране) определяется следующим критерием [Бочевеp и др., 1978]:

$$Q_3 = \frac{2\pi TS_0}{\ln(1 + \frac{2B_0}{L_0})}; \quad B_0 = \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}, \quad (1.24)$$

где Q_3 – производительность скважины, а S_0 – понижение уровня подземных вод под водотоком, при которых возникает свободный режим:

$$S_0 = \Delta h_r^0 + h_p + m_0, \quad (1.25)$$

а Δh_r^0 – разность уровней подземных и поверхностных вод в естественном (ненарушенном) режиме (рис 1.11). Аналитические зависимости для более сложных условий рассмотрены в [Минкин, 1973; Бочевеp и др., 1978; и др.].

Разнотипность условий взаимосвязи ППВ, возникающая, когда под частью ложа широкого водоема (водотока) формируется свободный режим фильтрации, определяет необходимость включения в модель всей площади активной зоны и дифференцированного моделирования условий взаимосвязи ППВ в ее пределах – рис. 1.11.

Тогда внешний контур модели смещается на границу активной зоны широкого водоема (водотока) и соответствует условию непроницаемой границы, а сама площадь активной фильтрации становится внутренним граничным условием. Она характеризуется удельными параметрами несовершенства, которые определяются из условий равномерного жесткого перетекания через экранирующий слой мощностью m_0 , с коэффициентом фильтрации k_0 :

$$\alpha_0 = \frac{1}{f_0} = \frac{k_0}{m_0}. \quad (1.26)$$

Связь между погонной A_0 (1.21) и удельной α_0 (1.26) характеристиками несовершенства устанавливается согласно (1.22):

$$A_0 = \frac{\sqrt{\alpha_0 T}}{\text{cth}G} \quad (1.27)$$

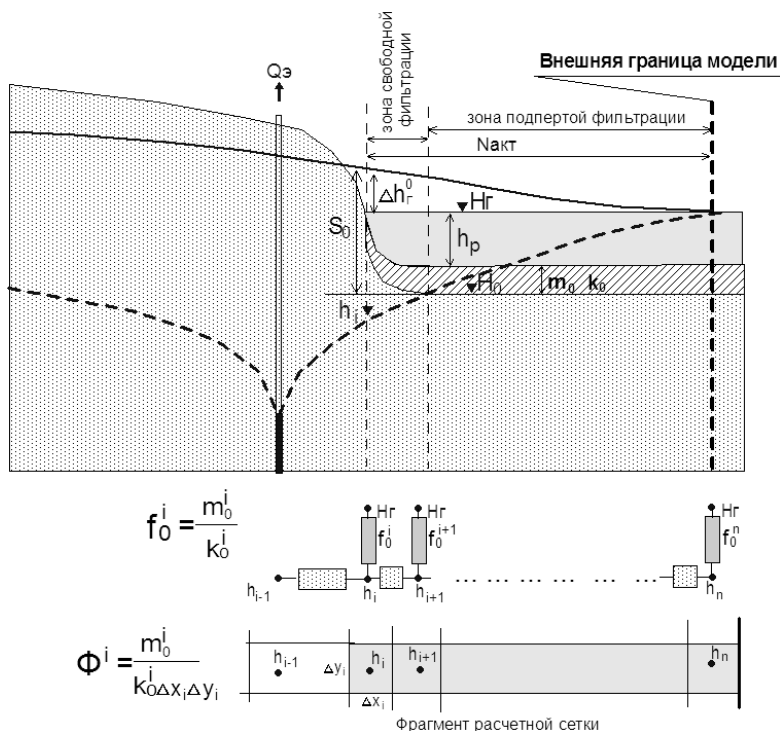
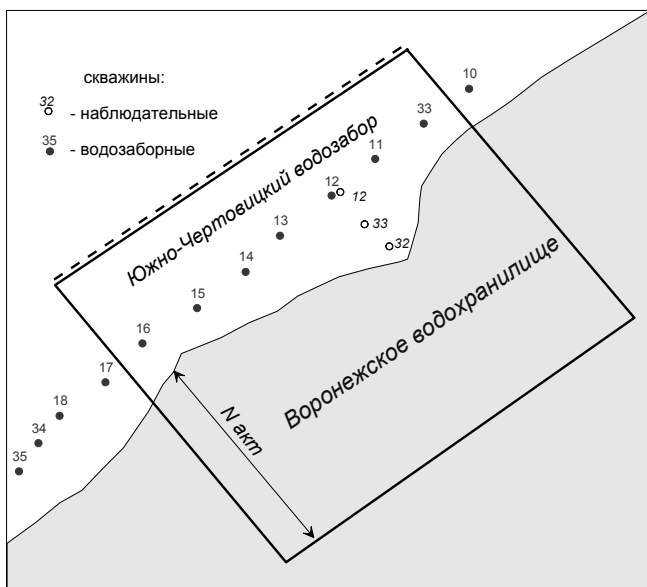


Рис. 1.11. Схема к обоснованию параметров несовершенства гидрогеодинамически широкого водотока (водоема) при различном режиме фильтрации под его ложем

Пример построения такой модели для участка водозабора на берегу Воронежского водохранилища [Шестаков, Ван Пин, 2004] приведен на рис. 1.12.



Внешние границы модели (2 рода): Внутренние граничные условия:

— — — — — - непроницаемые
 - - - - - - приток с водораздела

□ - ложе водохранилища (2-3 род)
 ● - водозаборные скважины (2 род)

Рис. 1.12. Схема локальной модели Южно-Чертовицкого водозаборного участка на берегу Воронежского водохранилища (по В.М. Шестакову и Ван Пин)

1.4.2. Гидрогеодинамически узкие водотоки и водоемы

Гидрогеодинамически узким считается водоток или водоем, взаимосвязь с подземными водами у которого происходит по всей ширине русла $N_{\text{акт}} \approx b$ ($G < 3$) – рис. 1.13. При развитии техногенной депрессии понижения распространяются на противоположный берег реки (водоема), в связи с чем он рассматривается как *внутреннее граничное условие* для фильтрационного потока. Гидрогеодинамическими характеристиками взаимосвязи ППВ в этом случае являются удельные параметры несовершенства водотока (водоема) α_0 и f_0 , которые рассчитываются согласно (1.26), используя (1.22), – в зависимости от наличия первичной информации (обобщенный параметр ΔL или физические параметры экрана k_0 и m_0).

В случае слоистого строения подруслового экрана, состоящего из n прослоев [Штенгелов, 1988]:

$$\alpha_0 = \frac{1}{\sum_{i=1}^n f_0^i} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{m_0^i}{k_0^i}}. \quad (1.28)$$

Критерий возникновения свободного режима фильтрации под ложем гидрогеодинамически узкой реки для условий, аналогичных (1.24), описывается выражением [Бочев и др., 1978]:

$$Q_0 = \frac{2\pi TS_0}{(\exp \gamma_1 E_i(\gamma_1) + \exp \gamma_2 E_i(\gamma_2))}; \quad (1.29)$$

$$\gamma_1 = 0.5 \frac{L_0 b}{B_0^2}; \quad \gamma_2 = \frac{4\gamma_1 B_0^2}{b^2},$$

где E_i – интегральная показательная функция.

Аналитические зависимости для более сложных гидрогеодинамических условий рассмотрены в [Минкин 1973; Бочев и др., 1978 и др.].

Как правило, напоры подземных вод под руслом гидрогеодинамически узких водотоков различаются слабо, что позволяет считать условия взаимосвязи ППВ в этом случае однотипными и моделировать всю ширину водотока одним расчетным блоком модели (рис. 1.13).

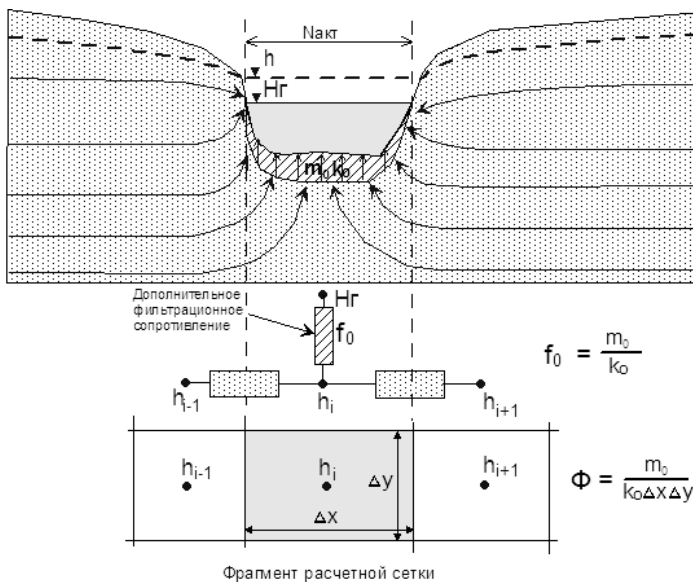


Рис. 1.13. Схема к обоснованию параметров несовершенства гидрогеодинамически узкого водотока (водоема)

В некоторых случаях, отвечающих «промежуточному» условию гидрогеодинамической ширины $G \approx 3$, напоры под руслом реки (водоема) могут различаться существенно, особенно за счет воздействия берегового водозабора. В этих условиях, для более точного отражения неоднородности условий взаимодействия ППВ по ширине водотока (водоема), особенно в случае ожидаемого возникновения свободного режима фильтрации (под всем ложем или частично), требуется дискретное моделирование такого внутреннего граничного условия аналогично представленному на рис. 1.11. В этом случае противоположные береговые линии должны быть отнесены к разным узлам (блокам) расчетной сетки (см. раздел 1.6).

Полученные для аналитических расчетов фильтрации вблизи водотоков и водоемов средней ширины (при $G \approx 3$) обобщенные показатели их несовершенства (по расчетным схемам «треугольник» или «звезда») [Лукнер, Шестаков, 1976] при моделировании практически не используются и здесь не рассматриваются.

1.4.3. Схематизация изменчивости параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов

Изменчивость параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов (обобщенной величины ΔL или физических характеристик экрана k_0 и m_0 , а также уровня отрыва H_0) во времени, как правило, определяется геолого-гидрологическими процессами осадконакопления и руслообразования, которые имеют несоизмеримо больший временной масштаб по сравнению с моделируемыми гидрогеологическими процессами. Поэтому при решении большинства гидрогеологических задач рассматривается только пространственная изменчивость параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов.

Исключение могут составлять речные долины горных рек, где возможна активная сезонная переработка русловых отложений, а также искусственные водоемы – за счет относительно быстрого накопления донных осадков.

В первом случае за счет многократного увеличения расходов рек, вызванного таянием снега в горах в весенне-летний период, может происходить частичный или полный размыв донных отложений и отложение более крупнообломочного материала. В последующие периоды, при уменьшении скоростей водного потока, возможна его кольматация менее проницаемыми глинистыми отложениями. Такие условия моделируются временной изменчивостью мощности и проницаемости подрусловых отложений: $k_0 = k_0(t)$; $m_0 = m_0(t)$, а изменение m_0 обуславливает также изменчивость уровня отрыва: $H_0 = H_0(t)$.

Техногенная изменчивость гидрогеодинамических параметров несовершенства может происходить в искусственных водоемах – пруд-

дах-отстойниках и шламонакопителях, где возможно относительно быстрое накопление осадка (шлама), формирующего донные отложения. Похожая ситуация может возникать в инфильтрационных бассейнах, создающихся на водозаборах определенного типа для искусственного пополнения запасов подземных вод [Плотников и др., 1978]. В этих случаях при моделировании взаимодействия ППВ следует учитывать временную изменчивость мощности экранирующих водоем отложений $m_0 = m_0(t)$.

В качестве можно привести результаты моделирования фильтрационных потерь из шламохранилищ на территории Золотицкого рудного поля (Архангельская обл.). Расчетное заполнение шламохранилищ пульпой происходит в течение 7 лет с относительно равномерной скоростью подъема уровня воды 1 м/год. На фоне этого рассматривается накопление осадка (шлама) на дне с той же скоростью и расчетным коэффициентом фильтрации $k_0 = 1,6 \cdot 10^{-3}$ м/сут, что приводит к увеличению фильтрационного сопротивления их ложа на несколько порядков и особенно заметно проявляется в первый год формирования донного осадка (рис. 1.14).

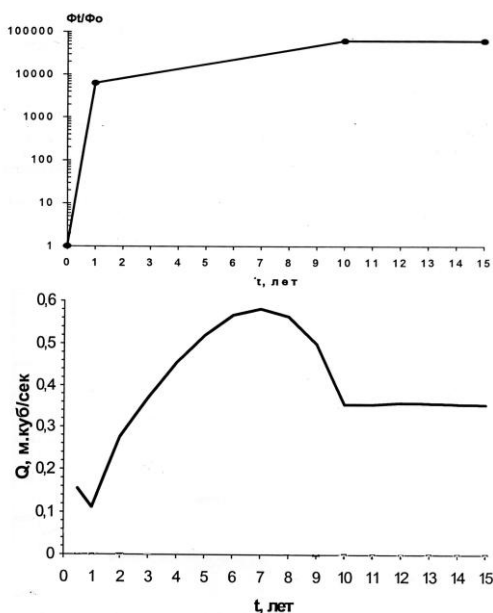


Рис. 1.14. Графики относительной изменчивости фильтрационного сопротивления дна шламохранилищ (Φ^i/Φ^0) в связи с накоплением пульпы и расчетного суммарного расхода фильтрации (Q) из системы шламохранилищ (Золотицкое рудное поле, Архангельская обл)

Такая изменчивость гидрогеодинамических параметров ложа водоемов обуславливает нелинейность процессов формирования водопри токов, что связано с одновременным действием разнонаправленных по своему гидрогеодинамическому воздействию процессов – подъема уровня воды в шламохранилищах, увеличивающего интенсивность фильтрационных потерь через их ложе, и кольматации их оснований, их снижающую. В первый год наполнения расходы фильтрационных потерь имеют тенденцию к сокращению (рис. 1.14), что связано с тем, что гидрогеодинамическая роль развития процессов кольматации ло жа водоемов оказывается более значимой, по сравнению с происходящим подъемом уровня в шламохранилищах. Далее ухудшение фильтрационных свойств ложа водоемов происходит не так резко, и рост суммарных фильтрационных потерь из них связан с продолжающ имся подъемом их уровней. После наполнения водохранилищ до проектных отметок (7-й год), за счет продолжающихся процессов накопления в них донного осадка, происходит сокращение расхода фильтрационных потерь, который стабилизируется после прекращения основной фазы отработки рудного тела.

Практический опыт моделирования для решения различных гидро геологических задач дает основание заключить, что изменчивость гидрогеодинамических параметров взаимодействия ППВ во времени, обусловленная природными процессами, как правило, имеет линейный характер. В этой связи оптимальной является модельная схематизация временной изменчивости параметров путем линейной интерполяции между опорными точками, заданными на произвольные (определяемые пользователем) моменты времени.

Используемая во многих программных средствах (PMWin и др.) возможность изменения параметров «скачком» - только при переходе с одного расчетного периода на другой [Chang и др. 1993; Harbaugh и др., 2000] приводит к «ступенчатой» аппроксимации временной изменчивости характеристик граничных условий, что, как правило, не отвечает их природным закономерностям. Более универсальным расчетным приемом является возможность реализации временной изменчивости параметров водотоков и водоемов как «ступенчатой» функцией, так и в виде линейной интерполяции по опорным точкам (программы РЕЧКА, MCG (Гриневский, 1993; 2002) – см. главу 7).

1.4.4. Обзор методов оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства

Оценка параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов чаще всего проводится по данным специально организованных в прибрежной зоне совместных режимных наблюдений за уровнями подземных и поверхностных вод, а также на основе опытно-фильтрационных работ (откачек). Методическая постановка этих работ и принципы размещения («дизайн») наблюдательных скважин при этих исследованиях, а также методы оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов (ΔL , α_0) по дан-

ным интерпретации стационарных и нестационарных периодов режимных наблюдений и при опытных откачках подробно рассмотрены в работах В.М. Шестакова [Шестаков 1995; Шестаков, Поздняков, 2003; Шестаков и др., 2009].

По данным режимных наблюдений оценка параметра ΔL проводится в зоне гидрологического типа режима подземных вод [Ковалевский, 1979] по створу наблюдательных скважин, расположенных по линии тока (на прямолинейном участке береговой линии водотока (водоема) – по нормали к нему). При этом расстояние ближайшей скважины до уреза воды – порядка мощности пласта.

Наиболее часто в практических исследованиях используется метод оценки ΔL по данным стационарного режима уровней подземных и поверхностных вод при отсутствии инфильтрации, который предполагает постоянство расхода потока и проводимости горизонта на рассматриваемом участке [Шестаков, 1995]:

$$\Delta L = \frac{h_1 - H_r}{h_2 - h_1} (x_2 - x_1) - x_1, \quad (1.30)$$

где h_1 , h_2 – уровни в ближайшей (на расстоянии x_1) и удаленной (на расстоянии x_2) от водотока (водоема) скважинах, H_r – уровень поверхностных вод.

Метод применим также и для квазистационарных периодов монотонного изменения уровней ППВ – в этом случае для уменьшения погрешности расчета, связанной с точностью высотной привязки уровней, целесообразно вместо их абсолютных величин использовать изменения по отношению к предшествующему стационарному периоду. Оптимальные для оценки стационарный или квазистационарный периоды хорошо выделяются по участкам постоянных во времени градиентов напора между скважинами и между ближней скважиной и рекой (водоемом).

Оценка ΔL по уравнению (1.30) предполагает условия взаимосвязи ППВ при подпертом режиме фильтрации. При этом, при сохранении близкой к плановой структуры потока подземных вод на участке между скважинами, он может быть направлен как к водотоку (водоему), так и от него, что позволяет использовать метод на участках действующих линейных береговых водозаборов.

На участке берегового водозабора в долине малой реки на основе рассмотренного метода можно также оценить параметры взаимодействия ППВ и при свободном режиме фильтрации, принимая линейную структуру притока к ряду водозаборных скважин. Используя данные наблюдений за уровнем воды в водотоке и уровнями подземных вод по створу из 4-х наблюдательных скважин, расположенных на разных берегах водотока (рис. 1.15), можно оценить погонный расход фильтрации из него R_0 и удельное фильтрационное сопротивление экранирующих русло отложений f_0 :

$$f_0 = \frac{m_0}{k_0} = \frac{b(h_p + m_0)}{R_0}; R_0 = T \left(\frac{h_2^p - h_1}{x_{1-p}} - \frac{h_4 - h_3^p}{x_{3-p}} \right); \quad (1.31)$$

$$h_2^p = h_2 + \frac{h_2 - h_1}{x_{1-2}} x_{2-p}; h_3^p = h_3 - \frac{h_4 - h_3}{x_{3-4}} x_{3-p},$$

где h_1, h_2, h_3, h_4 – абсолютные отметки напоров в скважинах на разных берегах водотока шириной b ; x_{1-2}, x_{3-4} – расстояния между скважинами, x_{2-p}, x_{3-p} – расстояния береговых скважин до реки, T – проводимость пласта; h_p – глубина водотока; m_0 и k_0 – мощность и коэффициент фильтрации экранирующих русло отложений.

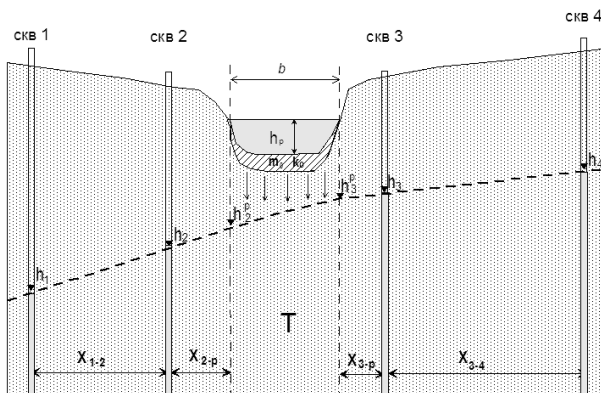


Рис. 1.15. Расчетная схема определения параметров взаимосвязи подземных и поверхностных вод при свободном режиме фильтрации на участке берегового водозабора

Оценка параметра ΔL проводится различными методами и по нестационарным периодам режима уровней ППВ. При этом расчетному участку изменения уровней должен предшествовать достаточно продолжительный период их стационарного режима.

По своему первоначальному смыслу эквивалентная длина планового потока ΔL является параметром стационарного потока, которая при нестационарном режиме зависит от времени: $\Delta L_t(t)$. С точностью до 5% можно считать $\Delta L = \Delta L_t$, если расчетное время t удовлетворяет следующему критерию [Шестаков, 1995]:

$$t > \frac{6.25 \Delta L^2}{a}, \quad (1.32)$$

где a – уводнепроводность пласта.

- Конечно-разностный метод основан на представлении баланса однородного линейного потока подземных вод в области гидрологи-

ческого типа его режима, на участке между 2-мя скважинами и водотоком (водоемом), в период *монотонного изменения* уровней, при отсутствии инфильтрации, с дискретным шагом по времени Δt :

$$\frac{H_{\Gamma}^* - h_1^*}{x_{1-\Gamma} + \Delta L} + \frac{h_2^* - h_1^*}{x_{2-1}} = \frac{v_1}{a}(x_{1-\Gamma} + 0.5x_{2-1});$$

$$v_1 = \frac{h_1^t - h_1^0}{\Delta t},$$
(1.33)

в котором h_1^0, h_1^t – уровни подземных вод в ближней к водотоку (водоему) скважине на начало и конец расчетного интервала времени; v_1 – скорость их изменения, а $h_1^*, h_2^*, H_{\Gamma}^*$ – средние уровни подземных и поверхностных вод за период времени Δt .

Уравнение (1.33) приводится к виду:

$$\varphi = A - C_{\varphi}\varphi_t,$$

$$\varphi = \frac{h_1^* - h_2^*}{H_{\Gamma}^* - h_1^*}; \quad \varphi_t = \frac{v_1}{H_{\Gamma}^* - h_1^*};$$
(1.34)

$$A = \frac{x_{2-1}}{x_{1-\Gamma} + \Delta L}; \quad C_{\varphi} = \frac{x_{2-1}(x_{1-\Gamma} + 0.5x_{2-1})}{a},$$

которое представляет собой уравнение прямой линии в координатах $\varphi \div \varphi_t$. Это дает возможность определить величину ΔL по свободному члену A осредняющей прямой на графике, построенном по данным наблюдений; при этом по угловому коэффициенту C_{φ} рассчитывается также среднее значение уровнепроводности a на участке.

Прямолинейность графика $\varphi \div \varphi_t$ подтверждает применимость расчетной схемы и правильность выбора расчетного периода, согласно (1.32), при этом его положение относительно оси абсцисс определяется знаками $\varphi \div \varphi_t$ – т.е. соотношением уровней $h_1^*, h_2^*, H_{\Gamma}^*$, и направленностью их изменения (подъем или спад).

- Другой метод использует аналитические решения для одномерной нестационарной фильтрации в полуограниченном потоке в зоне гидрологического режима при различном характере изменчивости уровней на границе 3-го рода (водотоке или водоеме) и отсутствии инфильтрации [Боचेвер и др., 1969, Шестаков, 1995].

При «ступенчатой», *мгновенной изменчивости* уровня водотока (водоема) ΔH_{Γ} , соответствующее изменение уровня подземных вод $\Delta h(x, t)$ на время t от начала нестационарного процесса на расстоянии x от уреза поверхностных вод описывается уравнением:

$$\Delta h(x, t) = \sum_{i=0}^n \Delta H_i^i \operatorname{erfc}(\lambda_i); \lambda_i = \frac{x + \Delta L}{2\sqrt{a(t - t_i)}}; \quad (1.35)$$

где i – порядковый номер (начиная с 0) «ступени» изменения уровня водотока (водоема) при их общем количестве n ; a – уводнепроводность пласта; t_i – время начала действия соответствующей ступени.

При *линейном характере изменения* уровня поверхностных вод со средней скоростью v_i на каждом i -м монотонном периоде (начиная с 0):

$$\Delta h(x, t) = \sum_{i=0}^n (v_i - v_{i-1})(t - t_i) R(\lambda_i);$$

$$v_{i-1} = 0, t_i = 0, \text{ при } i = 0; \quad (1.36)$$

$$R(\lambda) = (1 + 2\lambda)^2 \operatorname{erfc}(\lambda) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \lambda e^{-\lambda^2}; \lambda_i = \frac{x + \Delta L}{2\sqrt{a(t - t_i)}}.$$

Здесь также t_i – время начала соответствующего монотонного периода.

Оценка параметра ΔL по уравнениям (1.35 – 1.36) осуществляется подбором – до достижения удовлетворительного соответствия расчетных и фактических изменений уровня подземных вод $\Delta h(x, t)$ в наблюдательной скважине. Формально, данный метод предусматривает возможность оценки параметра ΔL , используя только одну наблюдательную скважину, удаленную на расстояние порядка мощности пласта – при этом, однако, должна быть известна величина уводнепроводности a .

На практике, целесообразно использовать данные по створу из нескольких скважин, на разном удалении от водотока (водоема), что позволяет повысить достоверность оценки ΔL , и, кроме того – оценить уводнепроводность пласта. В этом случае ΔH_r принимается по ближайшей к водотоку (водоему) скважине, и оценка уводнепроводности проводится по (1.35) или (1.36) при $\Delta L = 0$.

- Во многих случаях эффективным является оценка ΔL с использованием численно-аналитических решений одномерной нестационарной фильтрации в полуограниченном потоке с границей 3-го рода на основе интегральных преобразований по Лапласу-Карсону [Шестаков, 1995].

Основные погрешности оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов по данным режимных наблюдений как при стационарном, так и при нестационарном периодах связаны, главным образом, с несоответствием природных условий участка и размещения наблюдательных скважин расчетным схемам, предполагающим условия постоянства расхода потока на участке и его

фильтрационную однородность, а также размещение наблюдательных скважин строго по потоку. По данным нестационарного периода наблюдений дополнительные ошибки оценки ΔL формируются за счет недостоверных величин уровня непроницаемости пласта.

Рассмотренные методы оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов по данным режимных наблюдений за уровнями ППВ реализованы в программном комплексе Regim_3 (Штенгелов, 2009).

По результатам интерпретации опытных откачек у реки (водоема) наиболее уверенно определение параметров несовершенства их ложа проводится по данным стационарного режима понижений уровня подземных вод (периоду «истинной» стабилизации), что, как правило, требует длительного периода опробования, особенно при двухслойном строении пласта под рекой [Шестаков и др., 2009].

В случае *гидрогеодинамически широкой реки* (водоема) (см. 1.4.1), при $G > 3$ (G – приведенная ширина, согласно (1.20)), для оценки ΔL используются скважины, расположенные в зоне влияния водотока (водоема), радиальные координаты которых r_c удовлетворяют критериям [Шестаков, 1995]:

$r_c > 0.7L_0$ – для створа скважин, параллельного водотоку (береговой линии водоема);

$r_c > 0.2L_0$ – для скважин, расположенных по нормали к урезу, в которых L_0 – расстояние центральной скважины от водотока (водоема).

Для них, при известной проводимости пласта T , по фактически измеренным величинам стационарных понижений уровня подземных вод в наблюдательных скважинах S рассчитываются:

$$r_c'' = r_c e^{\bar{S}}; \quad \bar{S} = \frac{2\pi TS}{Q}, \quad (1.37)$$

где Q – дебит откачки. Параметр ΔL находится далее по формуле:

$$\Delta L = \frac{\sqrt{(r_c'')^2 - y^2} - L_0 - x}{2}, \quad (1.38)$$

в которой x, y – координаты наблюдательной скважины (при нуле координат на урезе реки в створе центральной скважины, положительном направлении оси X по нормали к урезу вглубь берега и оси Y – вдоль береговой линии).

Если проводимость пласта неизвестна, то значение ΔL оценивается по соотношению понижений в парах скважин [Гидрогеодинамические расчеты..., 1994]:

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{\lg \frac{r_{c1}''}{r_{c1}}}{\lg \frac{r_{c2}''}{r_{c2}}}. \quad (1.39)$$

В том и другом случае расчетные значения ΔL и проводимости пласта T уточняются по диагностическому графику зависимости стационарных понижений уровня S от $\lg \frac{r_c''}{r_c}$, который строится по всем скважинам и должен представлять собой прямую линию, выходящую из начала координат.

Для гидрогеодинамически узкой реки, при $G < 3$ (см. 1.4.2), параметром ее несовершенства является величина фактора перетекания под рекой B_0 или удельное фильтрационное сопротивление пород экрана f_0 :

$$B_0 = \sqrt{Tf_0}. \quad (1.40)$$

В этом случае расчеты ведутся по «заречной» скважине, расположенной на противоположном берегу водотока. По зафиксированным в ней стационарным понижениям, при известной проводимости пласта T , согласно (1.37), вычисляется значение $\bar{S}$, а затем – с использованием табличных данных [Шестаков, 1995, табл. 5.1], в зависимости от соотношения L_0/b – рассчитываются параметры B_0 и f_0 .

Рассмотренные методы обработки данных опытных откачек у водотоков (водоемов) реализованы в программном комплексе Teis_3 (Штенгелов, 2009).

Оценка параметров несовершенства водотоков и водоемов по данным нестационарного режима опытного опробования проводится на основе численно-аналитических решений с использованием преобразований по Лапласу-Карсону или решением обратной геофильтрационной задачи методами моделирования [Шестаков и др., 2009].

В качестве примера комплексного подхода к изучению условий взаимосвязи ППВ по данным режимных наблюдений и опытной откачки рассматриваются результаты оценки параметров несовершенства р. Москва на территории Звенигородского гидрогеологического полигона (на базе учебной практики) в Московской области. Исследуемый участок расположен на правом берегу р.Москва (выше г.Звенигорода) – на высокой пойме и 1-й надпойменной террасе, сложенных современными и верхнечетвертичными аллювиальными отложениями мощностью 5 – 7 м, к которым приурочен грунтовый горизонт (рис. 1.16 а). Ниже по разрезу залегают неравномерно трещиноватые и кавернозные известняки подольско-мячковского водоносного

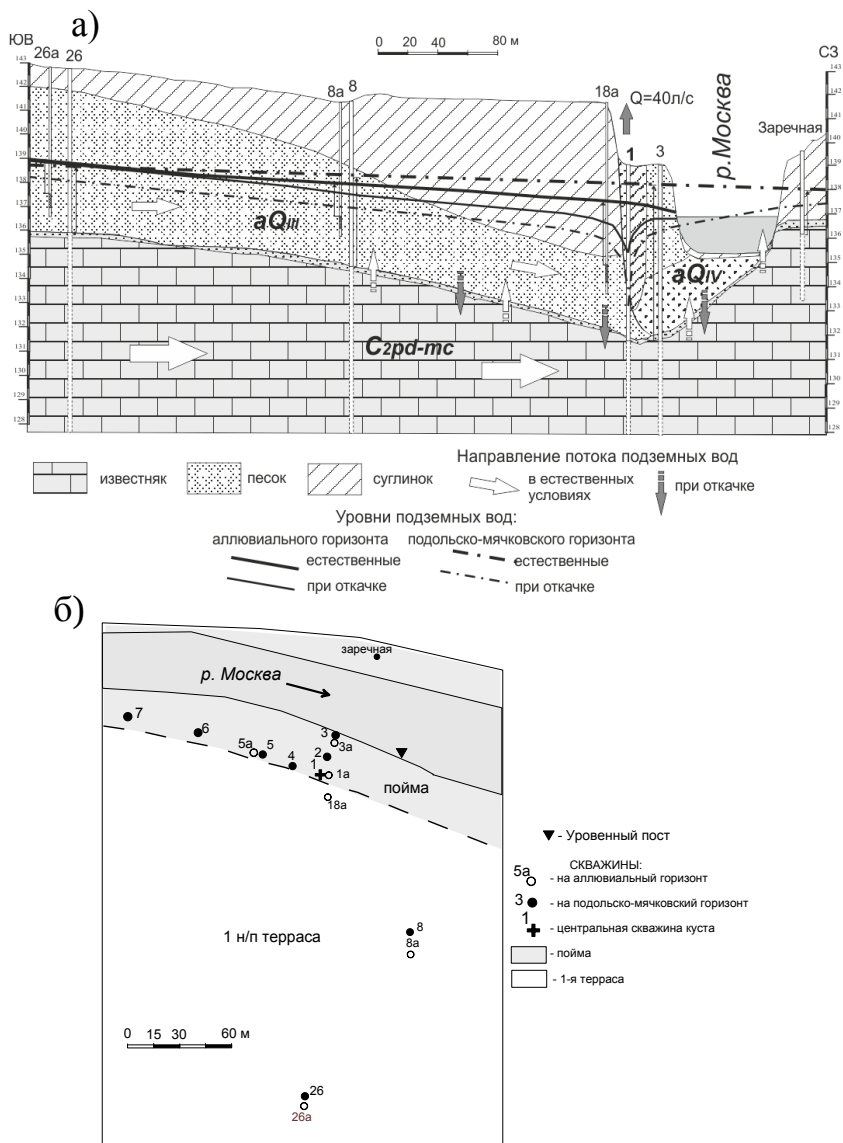


Рис. 1.16. Гидрогеологический разрез (а) и схема расположения скважин (б) участка гидрогеологических наблюдений на Звенигородском учебном полигоне

горизонта мощностью 52 – 54 м, слабопроницаемой подошвой которого являются прослой глины и глинистых известняков. В кровле гори-

зонта местами отмечается маломощный слой сильно выветренных пород – до мучнистого и глинистого состояния.

Разгрузка потока грунтового аллювиального горизонта осуществляется непосредственно в р. Москва. Разгрузка вод подольско-мячковского горизонта осуществляется путем восходящего перетекания в аллювиальные отложения под руслом, в пределах поймы и части террасы, и далее - в р. Москва, поскольку известняки руслом реки не вскрываются. На это указывает также восходящее соотношение напоров аллювиального и подольско-мячковского водоносных горизонтов, составляющее на пойме до 1.5 м, и характеризующее затрудненные условия перетекания – за счет глинистой коры выветривания в кровле карбонатного горизонта.

Наблюдения за уровнями подземных и поверхностных вод аллювиального и подольско-мячковского горизонтов (рис. 1.16 б) ведутся на полигоне автоматизировано, в круглогодичном режиме с частотой измерений 1 час [Гриневский и др., 2011].

По результатам опытной кустовой откачки из подольско-мячковского горизонта, проведенной с дебитом 40 л/с в течение 5 сут, установился режим, близкий к стационарному – при незначительном продолжающемся снижении только в наиболее далеких аллювиальных скважинах. При этом зафиксировано понижение в «заречной» скважине – на другом берегу реки (табл. 1.2).

Таблица 1.2.

Радиальные координаты скважин r_c и стационарные понижения уровней подземных вод подольско-мячковского горизонта S при откачке

	Номера скважин							
	1	2	3	4	5	6	8	заречная
$r_c, м$	0.17	11.0	22.2	17.4	34.7	71.0	96.2	116.9
$S, м$	4.82	2.25	1.89	2.02	1.63	1.27	1.15	0.27

Обработка данных стационарного режима откачки по схемам гидрогеодинамически широкой (без учета снижения уровней в «заречной» скважине) и узкой реки дает следующие результаты:

- по схеме широкой реки: проводимость $T = 1014 \text{ м}^2/\text{сут}$;
 $\Delta L = 322 \text{ м}$;
- по схеме узкой реки: проводимость $T = 980 \text{ м}^2/\text{сут}$;
фактор перетекания под рекой $B_0 = 170 \text{ м}$.

При близких оценках проводимости пласта и весьма схожих графиках контрольной диагностики (рис. 1.17), параметры гидрогеодинамического несовершенства водотока существенно различаются: используя значение ΔL для широкого водотока, соответствующее значение удельного фильтрационного сопротивления, согласно (1.23), $f_0 = 102.2$ сут, а для узкой реки, согласно (1.40), $f_0 = 29.5$ сут.

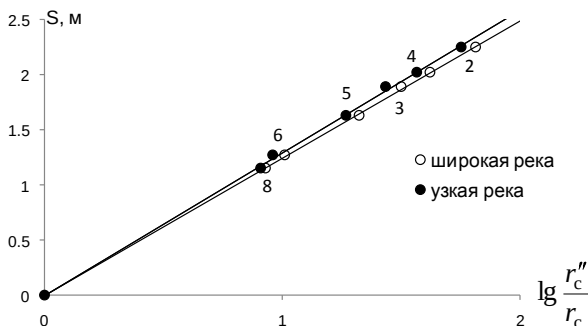


Рис. 1.17. Графики контрольной диагностики при обработке откачки по схемам гидрогеодинамически широкой и узкой реки

По данным анализа естественного стационарного режима уровней подземных вод по скважинам подольско-мячковского горизонта за пределами участка его основной разгрузки (№№ 8, 26 – рис. 1.16), используя (1.30), среднее расчетное значение ΔL составляет: $\Delta L_{\text{ср}} \approx 170$ м (рис. 1.18 а), что подтверждает результаты интерпретации откачки по схеме узкой реки. Близкие значения величин ΔL (150–200 м) получают также и по другим стационарным периодам, а также по результатам оценки этапов нестационарного режима, согласно (1.34) и (1.36), за разные годы.

Таким образом, использование неверной расчетной схемы при интерпретации откачки у реки приводит к существенной погрешности оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства водотока.

В рассмотренном примере величина фильтрационного сопротивления, рассчитанная по скважинам подольско-мячковского горизонта (как по данным режимных наблюдений, так и при откачке), характеризует гидрогеодинамическое несовершенство водотока по отношению к карбонатному горизонту и «физически» представляет собой *суммарное* фильтрационное сопротивление пород, отделяющих русло водотока от горизонта: собственно донных отложений реки, пород аллювия и коры выветривания в кровле известняков.

Оценка параметра ΔL по данным режимных наблюдений в скважинах на аллювиальный горизонт (№№ 8а и 26 а, рис. 1.16) дает существенно более низкие средние значения $\Delta L_{\text{ср}} \approx 25$ м – рис. 1.18 б. В этом случае эта величина характеризует лишь фильтрационное сопротивление донных (русловых) отложений. Ее сопоставление с величиной ΔL , полученной по скважинам на подольско-мячковский горизонт (150 – 200 м), показывает, что по отношению к этому горизонту, степень гидрогеодинамического несовершенства водотока определяется, главным образом, наличием слабопроницаемого слоя коры выветривания в его кровле (учитывая песчаный состав аллювия под рекой – рис. 1.16).

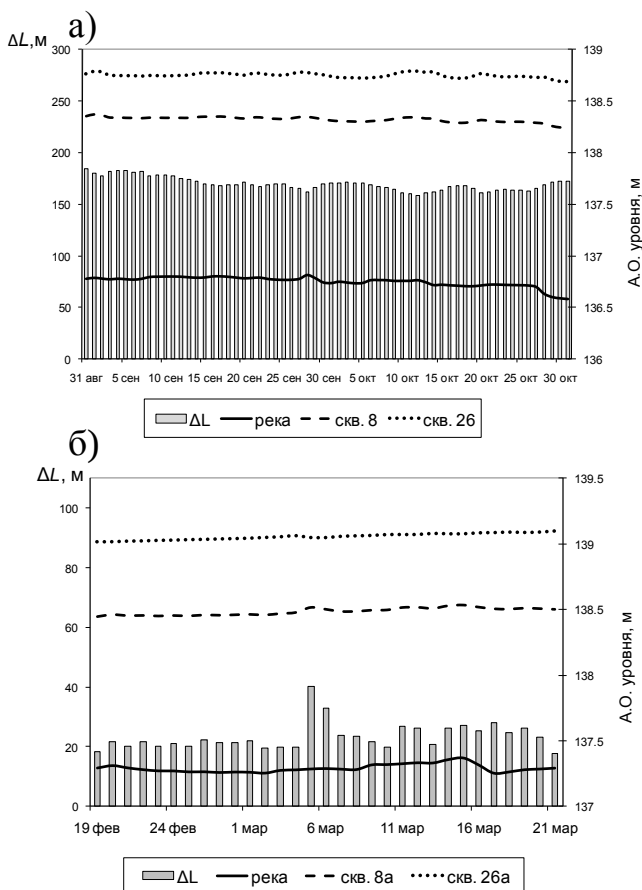


Рис. 1.18. Результаты оценки параметра ΔL по данным стационарных периодов режима уровней в р. Москва и по скважинам: а) на подольско-мячковский горизонт (2010 г); б) на аллювиальный горизонт (2011 г)

«Физическая» сущность полученных опытным путем гидрогеодинамических параметров несовершенства водотока определяет и возможность их использования при построении расчетных фильтрационных моделей. В частности, в рассмотренном примере величина ΔL , полученная по скважинам на подольско-мячковский горизонт, не позволяет параметрически характеризовать несовершенство водотока, если в расчетной модели аллювиальный горизонт представлен самостоятельным слоем, поскольку его фильтрационные свойства уже «учтены» в величине ΔL . И наоборот – использование величины ΔL , полученной по скважинам на аллювиальный горизонт, как параметрической характеристики несовершенства водотока, возможно только в

том случае, если при моделировании аллювий и слабопроницаемая зона коры выветривания представлены отдельными слоями модели.

Рассмотренные «классические» методы изучения гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов, основанные на специально организованных режимных наблюдениях или опытных откачках, позволяют достаточно достоверно оценивать параметры несовершенства на относительно локальных участках водотоков (водоемов), непосредственно находящихся на участке опытных работ. В то же время, масштаб геофильтрационных моделей требует количественной параметрической характеристики условий взаимосвязи ППВ на всей территории, находящейся в границах модели, которую, как правило, невозможно покрыть «полноценными» опытными работами. В этом случае используются приближенные методы оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства, постановка и проведение которых должны быть основаны на предварительной *типизации русел водотоков или акватории водоемов* по условиям взаимосвязи ППВ [Гриневский, Штенгелов, 1995].

Для типизации участков водотоков и водоемов по условиям взаимосвязи ППВ эффективно использовать комплекс русловых гидрогеофизических методов (естественного поля, термометрии, резистивиметрии) [Полевые методы..., 2000; Методические рекомендации..., 2002], которые дополняются визуальным обследованием состава донных отложений, морфометрических и гидравлических характеристик водотоков (ширина и глубина водотока, режим и скорость течения и др.). Такой комплекс исследований позволяет выделить на всем протяжении русел водотоков или акватории водоемов участки с однотипными условиями взаимосвязи ППВ – рис. 1.19 [Полевые методы..., 2000].

Далее, в границах каждого участка проводится количественная оценка характеристик гидрогеодинамического несовершенства следующими методами.

- Оценка *обобщенных параметров фильтрационного сопротивления* участка водотока проводится в меженный период на основе гидрометрической оценки расхода взаимосвязи и измерения соотношения уровней ППВ. Для этого на границах выделенного участка гидрометрическим методом одновременно измеряются расходы водотока P_1 и P_2 , разность которых ΔP позволяет рассчитать суммарный расход взаимосвязи ППВ на данном отрезке водотока: $R = \Delta P$ (рис. 1.19).

Соотношение уровней ППВ Δh_r определяется по данным синхронных с гидрометрическими работами измерений уровня водотока H_r по водомерной свае в реке и уровня подземных вод h в неглубокой скважине (пьезометре), пробуренной максимально близко к урезу водотока или в его русле, точечный фильтр которой располагается непосредственно под подошвой экранирующих русло отложений.

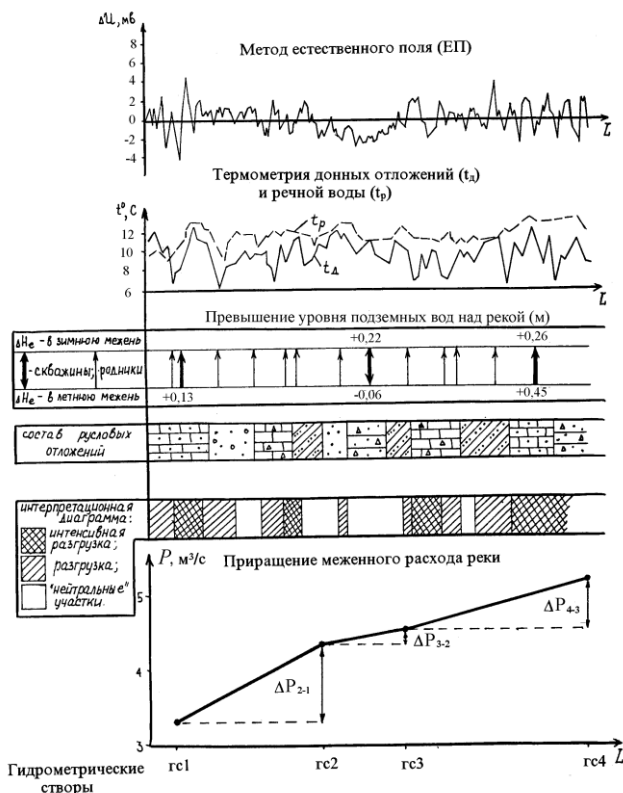


Рис. 1.19. Пример комплексной интерпретации работ по изучению условий взаимосвязи ППВ

Для корректной оценки Δh_r необходимо, чтобы уровни ППВ были гипсометрически увязаны.

При однородных условиях взаимосвязи ППВ на участке $\Delta h_r \approx \text{const}$, тогда:

$$\Phi = \frac{\Delta h_r}{R} \quad \text{или} \quad \Phi_0 = \frac{\Delta h_r}{R_0}; \quad R_0 = \frac{\Delta P}{l}, \quad (1.41)$$

где R_0 – погонный расход (линейный модуль) взаимосвязи ППВ на участке водотока длиной l . Полагая далее, что периметр контакта ППВ определяется шириной водотока, используя ее среднее для участка значение $b_{\text{ср}}$, согласно (1.3а) рассчитывается удельное фильтрационное сопротивление подрусловых отложений f_0 .

Более достоверно оценка обобщенных параметров гидрогеодинамического несовершенства для участка водотока проводится по

графика $\Delta h_r \div R_0$, - на основе данных режимных меженных наблюдений в течение нескольких лет (рис. 1.20).

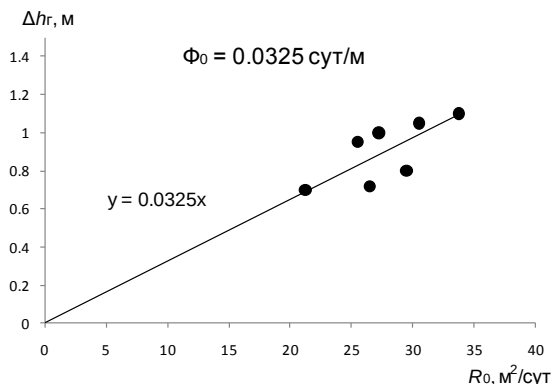


Рис. 1.20. График связи разницы уровней подземных и поверхностных вод и линейного модуля разгрузки на участке р. Ваймуга в период летней межени 1983-1984 гг (по материалам разведки Пермиловского месторождения подземных вод, Архангельская обл.)

Следует особо подчеркнуть, что рассмотренная методика имеет строгое ограничение на дискретность оценки, которое следует из принципиальной возможности определения расхода взаимосвязи ППВ R на участке по разности гидрометрических измерений расхода реки. Полученное гидрометрией приращение меженного расхода водотока можно считать показателем расхода взаимосвязи ППВ, только если это приращение существенно больше стандартной ошибки гидрометрического измерения σ , которая для равнинных рек, в зависимости от расхода водотока, составляет 5 – 10% [Методические рекомендации..., 1991].

- Оценка *коэффициента фильтрации экранирующих отложений* k_0 возможна методом налива в забивные скважины, работающие дном и заглубленные в донные отложения на глубину l_p [Chen, 2000]:

$$k_0 = l_p \frac{\ln(h_1 / h_2)}{t_2 - t_1}, \quad (1.42)$$

где h_1, h_2 – уровни воды в скважине относительно положения уровня поверхностных вод на моменты времени t_1, t_2 после налива. Определение k_0 лучше проводить по угловому коэффициенту графика $\ln(h_0/h) \div t$, на котором сведены все данные измерения уровня h в течение всего времени опыта, а h_0 – начальный подъем уровня скважине. В случае начального нелинейного участка графика, обу-

словленного, как правило, несоблюдением мгновенности налива, следует сместить начальное время построения графика с соответствующей ему величиной h_0 .

Данная методика обработки данных налива предполагает, что заглубление скважины в донные отложения l_p должно быть много больше диаметра трубы, что не позволяет использовать метод при малой мощности экрана. Дополнительные погрешности методики, наиболее проявляющиеся при песчаном составе донных отложений, могут быть связаны также с уплотнением пород внутри трубы при ее заглублении, а также с поступлением поверхностных вод по затрубному пространству.

- *Мощность экранирующих дно водотока (водоема) отложений m_0 и связанный с ней уровень отрыва H_0* – отметка, на которой может происходить разрыв сплошности фильтрационного потока под рекой и смена подпертого режима фильтрации на свободный – теоретически можно определять по данным бурения на урезе или непосредственно в русле водотока (водоема). На практике, однако, эти характеристики часто являются сложно определяемыми параметрами, поскольку визуально подошва экрана может быть не выражена. Это характерно в случаях, когда экранирующие отложения имеют характер тонкого наилка, например, на коренных скальных породах, или – при слоистом строении донных отложений.

В последнем случае методика оценки уровня отрыва основана на анализе соотношения скоростей фильтрации в каждом прослое экрана [Штенгелов, 1988], что требует детального изучения фильтрационных свойств (коэффициентов фильтрации) каждого прослоя, что на практике трудно выполнимо. Приближенно можно определять положение подошвы экрана по соотношению напоров в ярусных пьезометрах, установленных в донных отложениях, что также весьма трудоемко и сложно реализуемо.

Вместе с тем, как было отмечено ранее (см. раздел 1.2), положение уровня и понижения отрыва является важнейшей гидрогеодинамической характеристикой водотока (водоема) при решении прогнозных задач эксплуатации подземных вод береговыми водозаборами, во многом определяющей балансовую роль питания за счет поверхностных вод. При моделировании естественных (слабонарушенных) условий взаимосвязи ППВ, для которых наиболее характерны условия подпертой фильтрации под водотоками (водоемами) положение уровня отрыва H_0 становится формальным параметром, а мощность экрана m_0 входит в расчетное значение фильтрационного сопротивления f_0 , определяемого другими методами.

- *Оценка параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов может также проводится на основе калибровки модели (решения обратных задач). Для этого, в качестве контроль-*

ной, необходимо иметь информацию, непосредственно характеризующую условия взаимодействия подземных и поверхностных вод:

- соотношение уровней поверхностных и подземных вод по скважинам, расположенным вблизи береговой линии водотока (водоема);
- расходы взаимодействия ППВ на отдельных участках водотоков, полученные гидрометрическими методами.

1.5. МОДЕЛИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ВЫХОДОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОВЕРХНОСТЬ (РОДНИКОВ)

Моделирование участков выхода подземных вод на дневную поверхность (где они, собственно, переходят в поверхностные) возможно в двух принципиально различных постановках.

В первом случае, родники схематизируются граничным условием второго рода (сток – в уравнении (1.1)) и характеризуются либо постоянным, либо переменным во времени, но не зависящим от расчетного напора, расходом $Q_{\text{род}}$:

$$Q_{\text{род}} = Q_{\text{род}}(x, y, t) \quad (1.43)$$

По второму варианту родники схематизируются граничным условием 3-го рода, при котором их расход определяется напором подземных вод h в точке выхода родника:

$$Q_{\text{род}} = Q_{\text{род}}(x, y, t, h) \quad (1.44)$$

При этом рассматривается гидрогеодинамическая схема участка выхода (рис. 1.21), согласно которой:

$$Q_{\text{род}} = A_{\text{род}}(z_{\text{род}} - h), \quad (1.45)$$

где $A_{\text{род}}$ – параметр гидрогеодинамического несовершенства участка выхода, а $z_{\text{род}}$ – отметка поверхности земли в точке выхода родника.

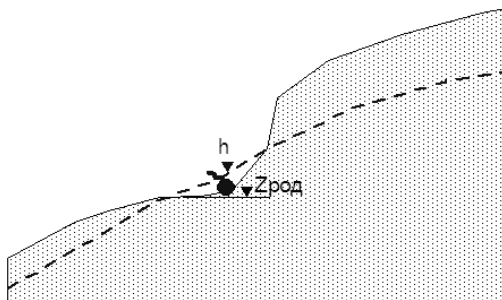


Рис. 1.21. Гидрогеодинамическая схема родника

Такая модель позволяет учитывать изменчивость дебита родника и возможность его иссякания (вплоть до полного исчезновения при $h = z_{\text{род}}$), что особенно важно при решении гидрогеоэкологических задач.

Параметр гидрогеодинамического несовершенства родника $A_{\text{род}}$ физически весьма неопределенная величина, которая характеризует деформации фильтрационной структуры потока подземных вод на участке выхода на поверхность, и практически определяется из (1.45) по фактическим измерениям $Q_{\text{род}}$, h и $z_{\text{род}}$.

Выражение (1.45) по сути идентично выражению (1.5) для расхода взаимодействия ППВ при подпертом режиме фильтрации (при $H_{\Gamma} = z_{\text{род}}$), что, в принципе, позволяет не предусматривать особой формы граничного условия для родников. При этом они могут моделироваться как водотоки (водоемы), однако для исключения возможности формирования нисходящей фильтрации из родника, необходимо устанавливать уровень отрыва в точке родника на отметке поверхности земли: $H_0 = z_{\text{род}}$. Кроме того, поскольку параметр $A_{\text{род}}$ характеризует «полное» гидрогеодинамическое несовершенство родника (а не удельное α_0 , или погонное A_0), это необходимо учитывать, задавая в этом случае фиктивные единичные геометрические характеристики водотока – согласно (1.46 – 1.47) – см. раздел 1.6.

Основная сложность при таком подходе возникает при наличии родника в непосредственной близости от водотока (водоема) и практической невозможности построить расчетную сетку так, чтобы родник и береговая линия водотока (водоема) находились в разных блоках модели. Упрощенный подход в этом случае состоит в объединении родника и водотока в единое граничное условие 3-го рода с обобщенными параметрами, что правомерно при незначительном дебите родника. Высокодебитные родники, в силу их «самостоятельной» балансовой значимости – как локальной формы разгрузки потока – целесообразно моделировать отдельным граничным условием 3-го рода, согласно 1.45. Необходимость такого подхода возникает при прогнозных оценках развития техногенной депрессии напоров, поскольку совмещение родника с водотоком (водоемом) в единое граничное условие может приводить к значительным погрешностям моделирования привлекаемого фильтрационного потока поверхностных вод. При этом необходимые для моделирования родников характеристики $A_{\text{род}}$ и $z_{\text{род}}$ можно считать постоянными во времени, а параметр $z_{\text{род}}$ следует рассматривать как отдельную характеристику и не увязывать с отметкой земли в расчетном блоке, поскольку точка выхода родника может быть приурочена к форме микрорельефа и сильно отличаться от средней топографической отметки.

1.6. ОСОБЕННОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ НА СЕТОЧНЫХ МОДЕЛЯХ

Основные положения сеточной аппроксимации водотоков и водоемов сводятся к следующему [Лукнер, Шестаков, 1976; Ломакин и др., 1988; Гидрогеодинамические расчеты..., 1994].

Водотоки и водоемы являются важнейшими гидрогеодинамическими границами фильтрационного потока и во многом определяют его структуру. В этой связи для более точного отражения на сеточной модели пространственной структуры фильтрационного потока главные оси сеточной модели следует ориентировать параллельно и по нормали преобладающему направлению водотоков (береговой линии водоемов) – рис. 1.22. Особую важность это условие приобретает при разработке моделей-врезок - крупномасштабных детальных моделей, создающихся на основе и результатах мелкомасштабного моделирования.

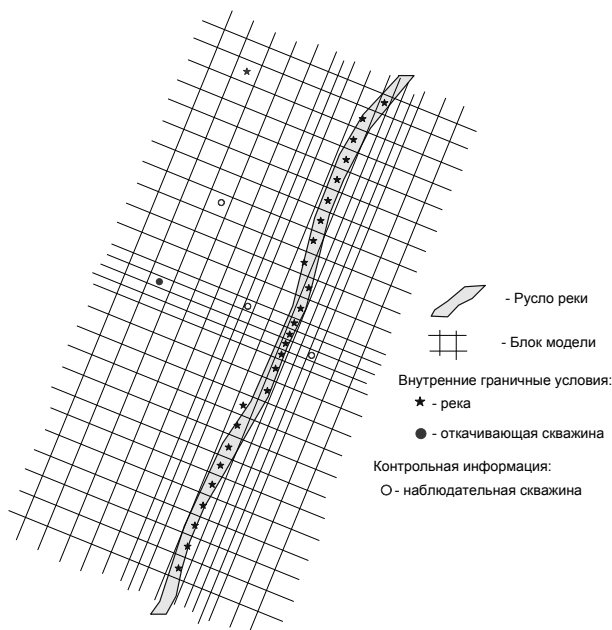


Рис. 1.22. Фрагмент расчетной сетки для моделирования опытной откачки у реки (результат автоматической генерации в программном комплексе EXPLAY (Гриневский, Штенгелов, 2003) для компьютерной имитации производства опытных откачек вблизи водотоков).

Это обстоятельство следует учитывать при автоматической генерации расчетных сеток, поскольку в наиболее распространенных пре-процессорах программ моделирования геофильтрации (PmWin, Visual ModFlow и др.) ориентировка сетки модели-врезки наследуется из мелкомасштабной модели.

Для адекватной модельной реализации процессов гидрогеодинамического взаимодействия водоемов и водотоков с другими граничными условиями фильтрационного потока (скважины, родники и т.д.) или соседними водотоками необходимо, чтобы они были представлены отдельными блоками сеточной модели, а между ними располагался, как минимум 1 блок без граничного условия.

Для водотоков и водоемов средней ширины (при показателе их приведенной ширины $G \approx 3$), для модельного отражения различия условий взаимосвязи ППВ на разных берегах, необходимо, чтобы их береговые линии были отнесены к разным узлам (блокам) расчетной сетки.

Требуемую детальность построения расчетной сетки не всегда удается осуществить из-за с относительно больших площадей большинства геофильтрационных моделей (десятки км²), и в этом случае такая модель дает неопределенную погрешность природных условий взаимодействия ППВ, которая в большей степени проявляется в расчетных величинах напоров подземных вод и, в меньшей – в балансовых расходах взаимодействия.

Уточнение гидрогеодинамических условий взаимосвязи ППВ на интересующих участках в этом случае может быть выполнено на основе построения крупномасштабных моделей-врезок, внешние граничные условия которых используют результаты мелкомасштабного моделирования.

Расчет параметра гидрогеодинамического несовершенства для блока модели A [м²/сут] проводится, исходя из длины отрезка русла водотока (береговой линии водоема) l и средней величины смоченного периметра (периметра контакта поверхностных вод с породами) в пределах блока Π :

- для внутреннего граничного условия: $A = \alpha_0 \Pi l$; (1.46)

- для внешней границы: $A = A_0 l$ (1.47)

Строго говоря, при расчете параметров гидродинамического несовершенства для блока модели необходимо учитывать положение узловой точки в центре блока, в том числе и в разрезе. В этом случае параметры гидродинамического несовершенства должны характеризовать не только свойства пород экрана реки, но и самого пласта - от узловой точки (центра) блока до подошвы экрана, т.е. параметр α_0 должен рассчитываться в соответствии с (1.28) как:

$$\alpha_0 = \frac{1}{\frac{m_0}{k_0} + \frac{m}{2k}}, \quad (1.48)$$

где m и k – мощность и коэффициент фильтрации пласта под водоемом (водотоком). Однако, поскольку, как правило, $k \gg k_0$, из (1.48) видно, что роль самого пласта в формировании параметра гидродинамического несовершенства ничтожно мала, и ей, как правило, пренебрегают.

В случае попадания двух контуров водотока в один блок модели (что неизбежно при любой сеточной разбивке для устьевых участков рек), для него рассчитывается суммарный параметр $A = A_1 + A_2$.

Для равнинных рек, имеющих форму поперечного сечения русла, близкую к прямоугольной, а также для водоемов:

$$П \approx b + 2h_p, \quad (1.49)$$

где b – ширина, h_p – глубина водотока (водоема). Поскольку, как правило, $b \gg h_p$, в расчетах гидрогеодинамического несовершенства часто используют ширину водотока (водоема): $П \approx b$.

При необходимости, в частности, для близкой к треугольной форме русла горных рек, в расчетах должен использоваться смоченный периметр $П$.

Таким образом, в дальнейшем изложении, кроме специально оговариваемых случаев, площадь контакта поверхностных вод с породами будет характеризоваться шириной водотока (водоема) b .

Теоретически, береговая линия широкого водотока (водоема) или русло узкого – должны проходить по узлам расчетной сетки, чего практически невозможно добиться на всем протяжении водотоков (водоемов) при их реальной природной конфигурации. Удаление береговой линии (русла) от узла сетки l_0 может быть учтено расчетной поправкой к величине ΔL [Ломакин и др., 1988]:

$$\Delta L = \Delta L + \frac{l}{2\pi} \ln\left(1 + \frac{l_0^2}{\Delta \bar{x}^2}\right), \quad (1.50)$$

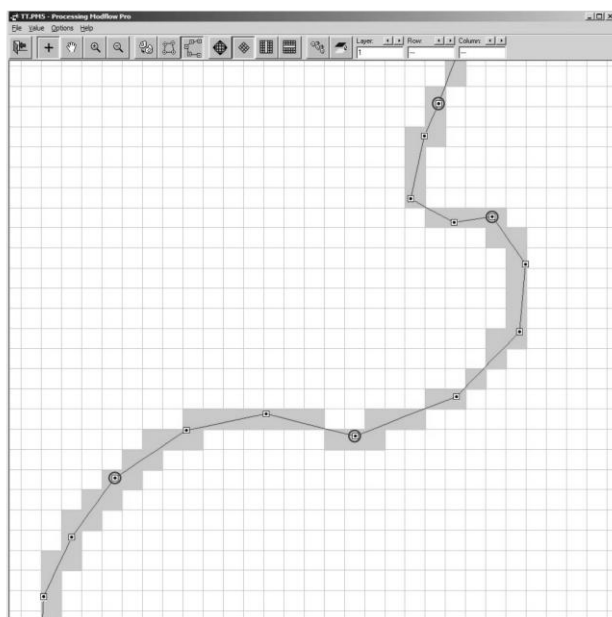
где $\Delta \bar{x}$ – расчетный шаг сетки (в случае неравномерной сетки $\Delta \bar{x} = \sqrt{\Delta x \Delta y}$).

Анализ этого выражения показывает, что даже при максимальном смещении береговой линии (русла) от узла сетки (на границу блока) величина поправки не превышает $0.04l$, что является практически значимым только при мелкомасштабном моделировании – когда длина русла в блоке сетки l превышает 200 – 250 м.

При мелкомасштабном региональном моделировании возможно существенное различие размеров блока расчетной сетки и ширины малых водотоков. Такая вынужденная схематизация практически не оказывает значимого влияния на балансовую величину расхода взаи-

модействия ППВ, однако приводит к возникновению погрешности расчета напоров непосредственно под руслом водотока, которая стремительно затухает и уже практически не проявляется в соседних с водотоком блоках модели. Параметрический анализ такой погрешности сеточной дискретизации подробно рассмотрен в [Brunner и др., 2010]. Параметры, характеризующие взаимодействие ППВ согласно (1.5), задаются по всем блокам расчетной сетки с водоемом (водоток).

Удобной является автоматизированная форма сеточной аппроксимации параметров, когда реальная конфигурация водотока описывается рядом опорных точек, некоторые из которых являются «параметрическими», т.е. содержат информацию о характеристиках взаимосвязи ППВ (рис. 1.23). При этом блоки сетки с водотокм распознаются автоматически и заполняются информацией «параметрических» точек с помощью линейной интерполяции по длине водотока (программа PMWin [Chiang и др., 1993]).



-  - контур русла и опорная точка его конфигурации
-  - опорная "параметрическая" точка
-  - блок модели с рекой

Рис. 1.23. Пример автоматизированной сеточной аппроксимации водотока в программе PMWin [Chiang и др., 1993].

Условие гидрогеодинамического взаимодействия ППВ (1.5) подразумевает, что отложения подруслового экрана не выделяются в отдельный слой модели, а его физические характеристики (мощность m_0 и коэффициент фильтрации k_0) учтены в параметре гидрогеодинамического несовершенства α_0 . Если подрусловой экран представлен самостоятельным слоем модели (например, развитыми по площади покровными отложениями – рис. 1 б), то расчет параметра гидрогеодинамического несовершенства α_0 должен осуществляться, исходя из половины мощности экрана m_0 . Это следует из общих принципов построения сетки, при которых ее узлы, как правило, относятся к центру блоков (в том числе и по вертикали) – при этом «другая» половина мощности экрана m_0 участвует в расчете водообмена с нижним слоем модели. В этом случае свободный режим фильтрации (ненасыщенная зона) может образовываться под рекой между слоями модели (в слое под экраном), что должно быть учтено в расчетном алгоритме используемой программы моделирования.

При моделировании многопластовой геофильтрации поверхностные водотоки (водоемы) по определению должны относиться к самому верхнему действующему (в вертикальном сечении) слою модели, при этом блоки слоев модели «над водотоком» должны быть исключены (отмечены, как фиктивные) – рис. 1.24.

Практически во всех действующих программах моделирования геофильтрации поверхностные водотоки и водоемы «жестко» привязываются к определенному слою модели i , куда врезано их ложе (с учетом экранирующего слоя); в этом случае:

$$z_n^i < (z_0 + m_0)^i < z_n^{i+1}, \quad (1.51)$$

где z_n^i и z_n^{i+1} – отметки подошвы i -го и вышележащего слоя.

При этом водотоки и водоемы не могут «переходить» из слоя в слой (например, при изменении уровня поверхностных вод H_r), что означает, что блок с водотоком (водоемом) может быть единственным в вертикальном сечении многопластовой модели. Однако, в плане, в общем случае, водотоки или водоемы могут относиться к разным слоям модели – рис 1.24 б.

Изменение уровня поверхностных вод H_r и соответствующей глубины водотока (водоема) h_p может привести к осушению части его акватории, на которой, согласно (1.5 а), граничные условия (1.5) перестают существовать в соответствующих блоках модели. Такое «выключение» части граничных блоков с водотоком (водоемом) при возможном осушении акватории, согласно (1.5 а), должно быть предусмотрено расчетным алгоритмом программы моделирования, а чтобы избежать необходимости «включения» новых граничных блоков при возможном увеличении уровня H_r и затоплении новых площадей (например, при разливах на поймы), начальное количество блоков с водотоком (водоемом) целесообразно определять, исходя из максималь-

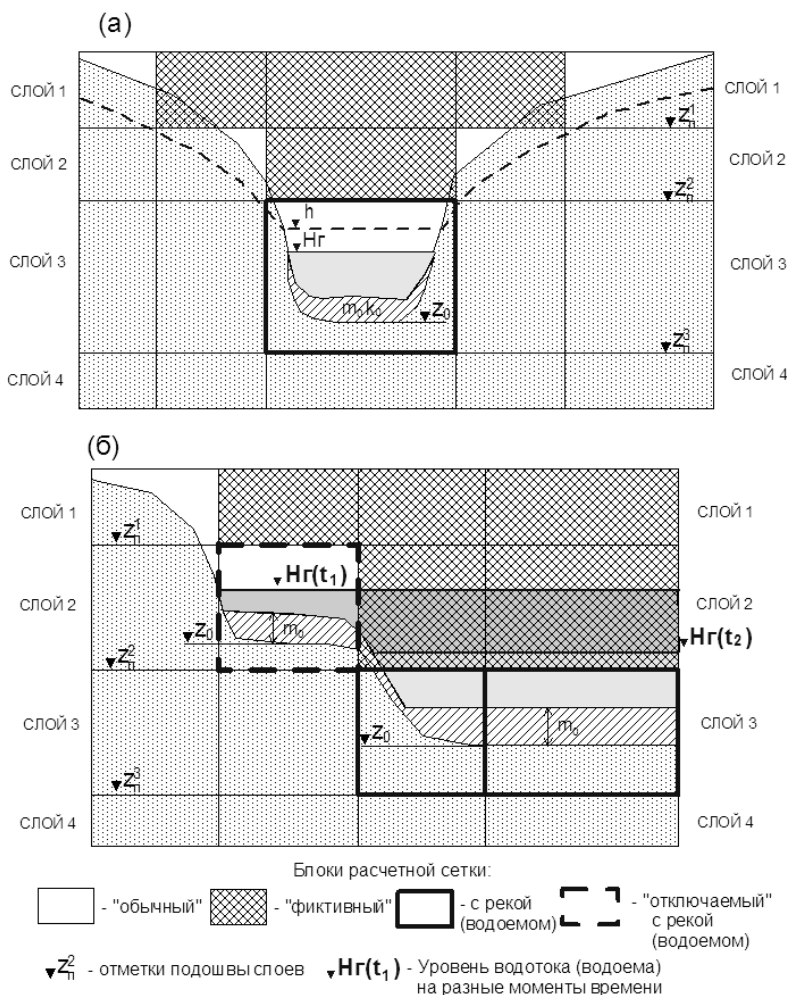


Рис. 1.24. Примеры сеточной дискретизации области с водотоком (водоемом) по вертикали

но возможной площади его акватории (при максимальных H_r) – рис. 1.24 б.

Определенные проблемы схематизации возникают, если за счет развития свободной фильтрации под рекой, осушенным (не полностью водонасыщенным) оказывается весь блок сетки с водотоком (водоемом), в котором $h < z_n$. В этом случае, во многих вычислительных программах геофильтрации (в частности, ModFlow96 [Harbaugh и др.,

2000]), такой блок просто «выключается», что неверно, поскольку при этом «теряется» расход свободной фильтрации из водотока, который должен поступать в следующий (по вертикали) блок расчетной сетки. Эта проблема не возникает в алгоритмах, учитывающих влагоперенос в ненасыщенной зоне под рекой (водоемом) – пакет SFR2 [Niswonger, Prudic 2010] для ModFlow2000 и ModFlow2005, программный комплекс HydroGeoSphere [Therrien и др., 2010] – см. главу 7.

1.7 ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

В едином водно-балансовом цикле водообмен между подземными и поверхностными водами происходит в условиях их *взаимовлияния*.

Гидрологический режим водотока или водоема через его уровень (напор на отметке дна) H_r , согласно (1.5), влияет на расход взаимодействия ППВ (и напор подземных вод h), который, в свою очередь, формируя приток-отток подземных вод в водоем (водоток) может влиять и на режим поверхностных вод H_r . Расчетная гидрогеодинамическая схематизация такого взаимовлияния предусматривает два принципиально различных случая:

- 1) *независимый* от подземных вод гидрологический режим водотока или водоема;
- 2) *зависимый* гидрологический режим, который формируется, в том числе, и за счет притока-оттока подземных вод.

В условиях зависимого гидрологического режима моделирование взаимосвязи ППВ требует подключения в исходную гидрогеодинамическую модель (1.1) моделей формирования гидрологического режима водотока (см. 3.2) или водоема (см. 3.3), которые обладают определенными различиями.

Глава 2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ НЕЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

2.1. СХЕМАТИЗАЦИЯ НЕЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

Независимый гидрологический режим является определенным упрощением (схематизацией) природных условий, при котором изменение расхода взаимодействия ППВ (1.5) не оказывает *значимого влияния* на расход (объем) водотока (водоема), что означает независимый от подземных вод режим его гидрологических характеристик.

С гидрогеодинамических и гидрогеоэкологических позиций такая схематизация правомерна в двух случаях.

- В естественных (слабонарушенных) природных условиях, в силу своей гораздо большей динамичности, определяющейся, главным образом, метеоклиматическими условиями и существенно более значимыми (по сравнению с подземными) поверхностными источниками питания, уровни водотоков и водоемов сами являются режимообразующим гидрологическим фактором для подземных вод [Ковалевский, 1979]. Исключение составляют лишь истоки малых рек и ручьи, которые в отдельных случаях могут быть образованы за счет локальной концентрированной разгрузки подземных вод (родников).
- В нарушенных гидрогеодинамических условиях (как правило, при развитии понижения уровней подземных вод за счет водоотбора или дренажа), когда суммарное изменение (сокращение) подземного питания поверхностных вод и возникшие суммарные фильтрационные потери из водотока (водоема) на рассматриваемой площади модели много меньше (на порядок) расхода водотока или расхода поверхностного питания водоема с учетом темпа сработки его объема. Для сравнения, как правило, при этом используется максимально «жесткий» критерий, при котором суммарное изменение расхода взаимодействия подземных и поверхностных вод $\sum \Delta R$ равно суммарному расходу техногенного воздействия на подземные воды (дебиту водоотбора или дренажа Q_3): $\sum \Delta R \approx Q_3$ ¹.

Тогда для водотока такие условия должны удовлетворять критерию:

¹ Это положение выполняется при полном дренировании потока подземных вод водотоком или водоемом, а также при отсутствии бессточных форм разгрузки подземных вод (эвапотранспирация и др.) в области гидрогеодинамического влияния водоотбора или дренажа.

$$\sum \Delta R \approx Q_3 \ll P, \quad (2.1)$$

где P – среднегодовой или меженный расход водотока.

Для водоема сопоставление проводится с расходами его поверхностного восполнения:

$$\sum \Delta R \approx Q_3 \ll P + P_v, \quad (2.2)$$

где P и P_v – расходы транзитного стока через водоем и его поверхностного питания, отвечающие определенному уровню водности. Если прогнозная гидрогеоэкологическая оценка степени воздействия эксплуатации подземных вод на гидрологический режим водоема проводится применительно к уровню минимальной водности (межени), когда его поверхностное питание отсутствует ($P_v = 0$), то необходимо учитывать также и темп сработки объема воды в водоеме V за период межени $\Delta t_{\text{меж}}$.

$$\sum \Delta R \approx Q_3 \ll P + \frac{V}{\Delta t_{\text{меж}}}, \quad (2.2a)$$

Таким образом, условия (2.1 – 2.2) характеризуют независимый гидрологический режим водотоков и водоемов, в противном случае он считается зависимым.

Согласно (1.5), процессы взаимосвязи ППВ определяются двумя основными гидрологическими характеристиками водотоков (водоемов) – его уровнем H_r (глубиной h_p) и шириной b (смоченным периметром Π), определяющей площадь контакта ППВ и, следовательно, суммарное фильтрационное сопротивление участка водотока (водоема) – обобщенный параметр его гидрогеодинамического несовершенства A (1.46 – 1.47).

В подавляющем большинстве случаев, наиболее значимой гидрологической характеристикой, определяющей расход взаимосвязи ППВ, является уровень (глубина) водотока (водоема). Изменения ширины (смоченного периметра), особенно при естественном (слабонарушенном) гидрологическом режиме водотоков и водоемов, как правило, меняются незначительно и не определяют значимую изменчивость параметров их гидрогеодинамического несовершенства. Это в большинстве случаев позволяет не учитывать изменение ширины водотоков и водоемов в естественных или слабонарушенных условиях.

Таким образом, в естественных гидрогеодинамических условиях или при выполнении условий (2.1 – 2.2) при моделировании взаимосвязи ППВ гидрологические характеристики водотока (водоема) H_r и b могут быть схематизированы на модели как независимые (определяемые пользователем) величины – постоянные или с известным характером их изменчивости во времени.

2.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ПОСТОЯННЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ВОДОТОКА (ВОДОЕМА)

На практике гидрогеологического моделирования при решении большого количества «стандартных» задач гидрологические характеристики водотоков и водоемов схематизируются постоянными во времени величинами, отвечающими определенному уровню водности:

$$H_r = H_r(x, y); b = b(x, y). \quad (2.3)$$

Такая схематизация основана на существенно различных масштабах временной изменчивости подземных и поверхностных вод.

Гидрологический режим водотоков характеризуется, главным образом, их сезонной изменчивостью, которая проявляется, в зависимости от климатических условий, в различные периоды половодья и паводков. При этом длительность периодов резкой изменчивости уровня и расхода водотока, как правило, исчисляется первыми сутками (десятками суток), а большую же часть года гидрологический режим можно считать относительно стабильным – рис. 2.1.

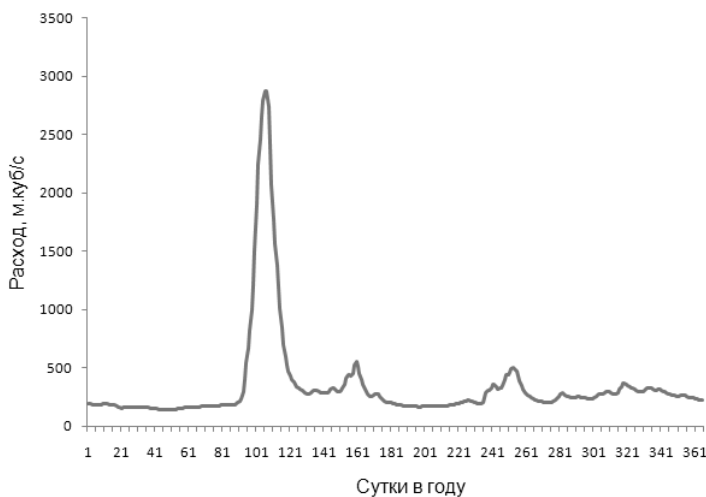


Рис. 2.1. Гидрограф р. Ока (г.Калуга) за 2006 г.

Для режима естественных, и тем более, искусственных водоемов (водохранилищ), вообще характерна относительная сезонная стабильность, при которой кратковременные сезонные попуски воды из водохранилищ при их больших объемах практически не проявляются в изменении их уровня.

В качестве примера на рис. 2.2. приведен график годового режима уровней подземных и поверхностных вод в прибрежной зоне Воронежского водохранилища (согласно схеме на рис. 1.5), который показывает стабильное положение уровня воды в водохранилище в течение всего года. При этом изменения уровней подземных вод в наблюдательных скважинах связаны с режимом работы водозабора.

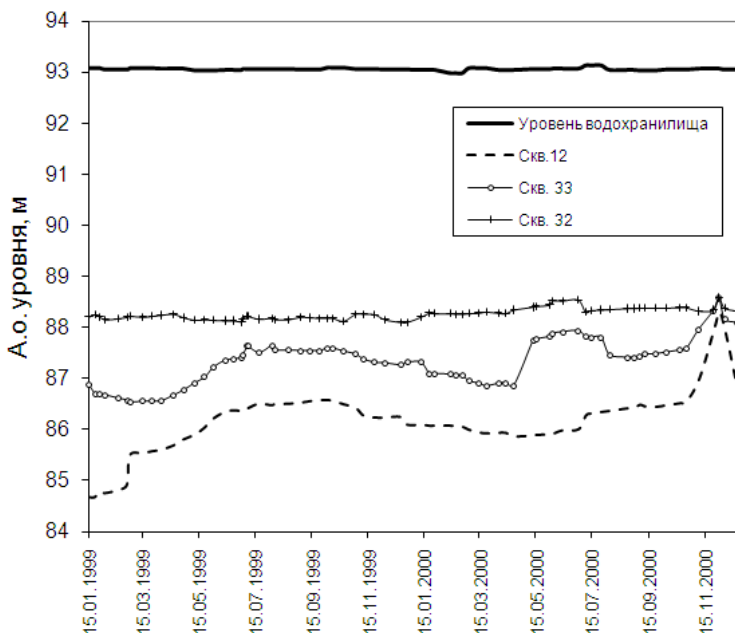


Рис. 2.2. Графики годовой изменчивости уровня Воронежского водохранилища и подземных вод в наблюдательных скважинах (для схемы на рис. 1.12)

Геофильтрационные процессы обладают значительно большей «инертностью», при которой кратковременная сезонная изменчивость гидрологического режима «успевает проявиться» лишь в относительно локальной береговой зоне потока подземных вод, практически не изменяя его балансовую структуру. Учитывая характерное время моделирования гидрогеологических процессов — десятки и сотни лет, сезонную изменчивость уровней поверхностных вод часто не рассматривают, моделируя условия взаимосвязи ППВ, отвечающие определенному (расчетному) уровню водности.

В качестве такой водности, как правило, рассматривается либо среднегодовое состояние поверхностных вод, либо состояние на уровень минимальной водности (средней или расчетной (обеспеченной))

межени). Второй вариант наиболее часто отвечает задачам обоснования гарантированной в многолетнем режиме эксплуатации подземных вод [Боревский и др., 1989].

В такой же постановке проводится моделирование и в рамках решения стационарных гидрогеодинамических задач.

2.3. МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ (ВОДОЕМОВ)

Как уже отмечалось выше, в случае необходимости изменчивость независимого гидрологического режима водотоков и водоемов, которая, как правило, имеет сезонный характер, в большинстве случаев моделируется только вариациями их уровня, которые описываются, как функция от времени:

$$H_r = H_r(x, y, t) . \quad (2.4)$$

Практическая необходимость моделирования независимого гидрологического режима поверхностных вод, как правило, связана с задачами изучения сезонной и многолетней изменчивости формирования ресурсов подземных вод, как в естественных, так и в техногенных условиях. При этом для *эпигнозной* постановки моделирования расчетная схематизация гидрологического режима осуществляется непосредственно по данным наблюдений.

Учитывая природные закономерности естественного гидрологического режима водотоков и водоемов, для моделирования этих процессов больше подходят программные средства, алгоритм которых предусматривает линейную интерполяцию (2.4) по заданному числу опорных точек (см. 1.4.3).

Для *прогнозных* гидрогеологических задач на стандартные расчетные сроки порядка 25 и более лет, как правило, используется типовой годовой график гидрологического режима, который обосновывается по материалам многолетних наблюдений на стационарных постах и циклически повторяется на весь срок прогноза.

При этом подготовка данных для моделирования существенно упрощается, если расчетный алгоритм предусматривает особый «циклический» тип изменчивости параметров граничных условий, который описан в рамках одного типового года (программы РЕЧКА, МСГ, см. главу 7),

Независимый гидрологический режим поверхностных вод, формируясь, главным образом, под действием метеорологических и климатических факторов обладает определенной типичностью (схожестью) на значительных по площади территориях. С этих позиций весьма рациональным является использование нормированных функций *коэффициентов динамичности* поверхностного стока для схематизации прогнозного гидрологического режима водотоков [Гриневский, 1991(а)]. По данным типового годового гидрографа уровня водотока,

полученного на опорном створе с использованием многолетних данных, характеризующих определенный тип гидрологического режима на всей (или частичной k -той) площади модели, рассчитываются коэффициенты динамичности $D_p^k(t)$ с произвольным временным шагом (суточным, декадным, месячным) по отношению к определенному «начальному» уровню $H_r^k(0)$:

$$D_p^k(t) = \frac{H_r^k(t)}{H_r^k(0)}. \quad (2.5)$$

Уровни $H_r^k(0)$, относительно которых ведется расчет коэффициентов динамичности, в принципе, могут быть выбраны произвольно, однако именно они должны быть заданы, как начальные для всех поверхностных вод на модели $H_r(x, y, 0)$. Наиболее логичным, учитывая возможную асинхронность различных типов гидрологического режима в пределах изучаемой территории, в качестве начальных использовать нормированные, среднегодовые значения.

Такой подход (программы РЕЧКА, МСГ) исходит из предпосылки, что при различной *абсолютной* изменчивости уровней поверхностных вод по площади и во времени $H_r(x, y, t)$, их *относительная* изменчивость в границах определенного типа гидрологического режима (k) одинакова. Тогда:

$$H_r(x, y, t) = D_p^k(t) H_r(x, y, 0). \quad (2.6)$$

В этом случае моделирование изменчивости гидрологического режима, особенно в региональном масштабе, существенно упрощается.

В некоторых случаях моделирование проводится только в рамках определенной характерной фазы гидрологического режима – как правило, периода его резкой изменчивости. Характерным примером такой постановки является эвристическое моделирование с целью калибровки параметров взаимосвязи ППВ, основанное на данных синхронных наблюдений за их уровнями в период характерной фазы гидрологического режима (половодье и или паводок).

В качестве иллюстрации к такому подходу рассматривается постановка моделирования для территории Самбургского водозаборного участка в Ямало-Ненецком АО – рис. 2.3. Исследуемый водоносный песчаный горизонт верхнего талого интервала песчано-глинистого разреза олигоцен-четвертичных отложений приурочен здесь к таликовой зоне шириной 200 – 300 м, протягивающейся вдоль долины р. Сягойхадутгэ. Данными режимных наблюдений охарактеризован период подъема уровней подземных и поверхностных вод реки и ручья в период весеннего половодья.

Для оценки параметров взаимосвязи ППВ проведено решение обратной нестационарной задачи моделированием периода половодья в относительных величинах изменения уровней – относительно «нулевого» межженного состояния. Для этого в соответствующие реке и ручью блоки модели (граничные условия 3 рода) задавались величины

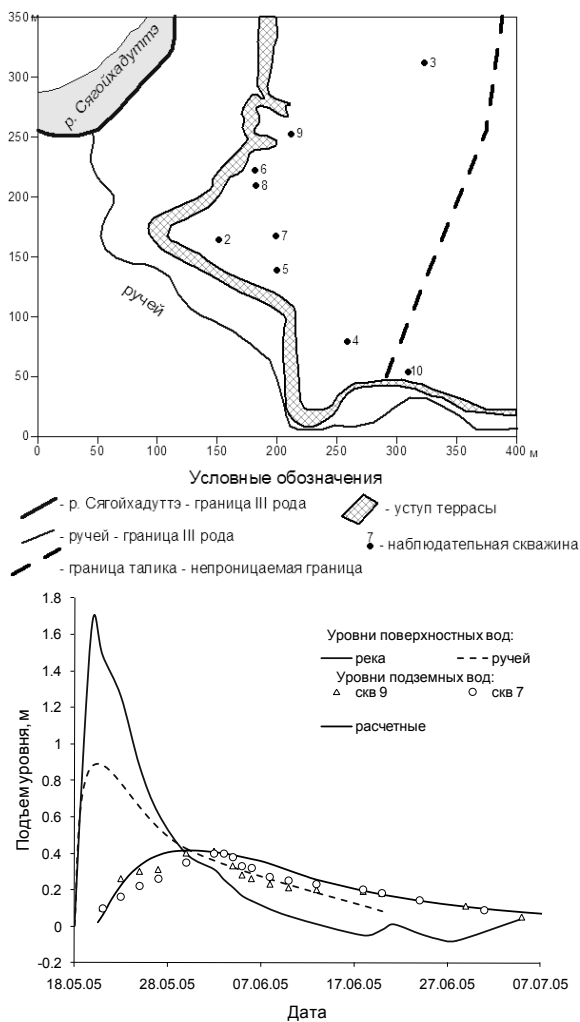


Рис. 2.3. Фрагмент геофильтрационной модели Самбургского водозаборного участка (Ямало-Ненецкий АО) и результаты моделирования изменения уровней подземных вод в период половодья в сопоставлении с данными наблюдений по скважинам

подъема уровней поверхностных вод $\Delta H_d(x,y,t)$, а калибруемыми параметрами являлись величины ΔL , характеризующие гидрогеодинамическое несовершенство водотоков.

В результате достижения удовлетворительного соответствия фактических и модельных уровней подземных вод по скважинам параметры гидрогеодинамического несовершенства водотоков составили: по контуру р. Сягойхадуттэ $\Delta L = 187$ м; по контуру ручья $\Delta L = 280$ м.

Иногда основной сезонно изменчивой гидрологической характеристикой водотоков является их ширина. Достаточно типичным примером таких условий являются участки горных рек на территории их выхода на равнину или морское побережье (Средняя Азия, Северный Кавказ), где в периоды половодья, связанного с таянием снега в горах, происходит гораздо более существенное увеличение русловой ширины водотоков, чем их глубины. Следует отметить, что такие периоды характеризуются, как правило, относительной кратковременностью.

Другим характерным примером значительной сезонной изменчивости ширины водотоков, являются области распространения многолетнемерзлых пород, где за счет частичного или даже полного промерзания русла существенно сокращается площадь живого сечения руслового потока и его контакта с подземными водами. Причем длительность периодов резко различных условий взаимосвязи ППВ в этом случае может быть весьма значительной.

В рассмотренных примерах требуется схематизация сезонной изменчивости ширины водотока $b = b(x,y,t)$, которая, согласно (1.3а – 1.3в), в свою очередь определяет изменчивость параметра гидрогеодинамического несовершенства участка водотока $A = A(x,y,t)$. При этом схематизация $b(x,y,t)$ также может проводиться с использованием циклических функций и на основе коэффициентов динамичности, аналогично рассмотренным выше для глубины (уровня) водотоков и водоемов.

Пример моделирования изменения условий взаимосвязи ППВ, связанных с сезонным промерзанием русла реки на территории рассмотренного выше Самбургского водозаборного участка представлен на рис. 2.4. Как показывает типичный годовой режим гидрологических параметров реки (рис. 2.4 а), здесь наблюдается практически полное промерзание реки в зимний период, при котором ее ширина сокращается на порядок.

В прогнозных расчетах водозабора процесс промерзания русел реки и ручья в зимний период отражается следующим образом: каждый год общего 25-ти летнего расчетного периода разбивается на 2 этапа. Первый этап отражает условия летне-осеннего периода (с конца мая по ноябрь), когда русло р. Сягойхадуттэ практически не промерзает (рис 2.4 а). В этот период несовершенство водотоков характеризуется параметрами, полученными при калибровке модели. Второй этап отражает условия зимне-весеннего периода (с декабря по конец мая), когда русло реки большей частью промерзает, и активная ширина реки

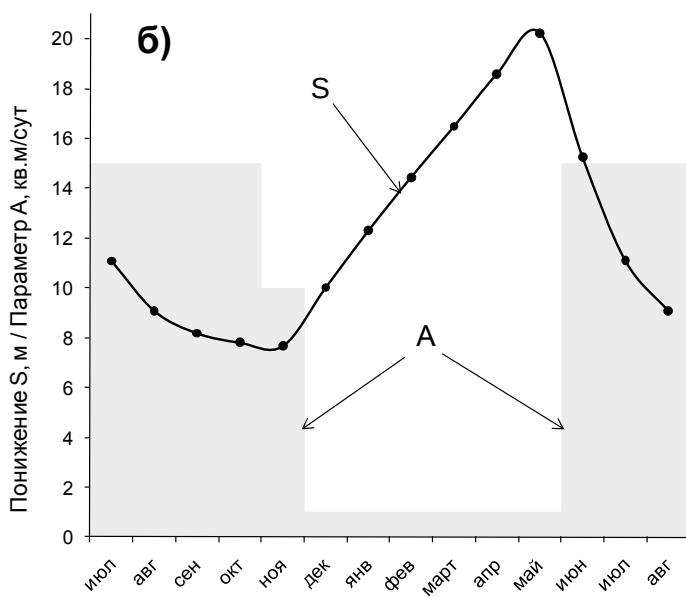
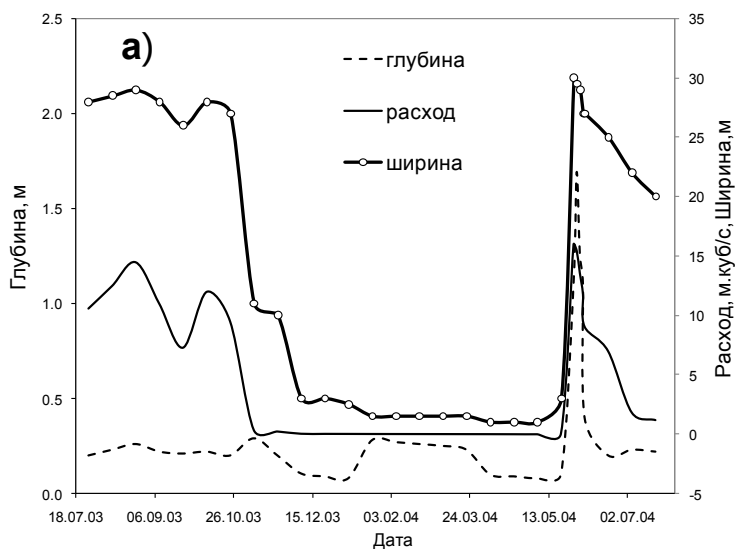


Рис. 2.4. Графики внутригодовой изменчивости а) гидрологических характеристик реки; б) расчетных величин гидрогеодинамического несовершенства русла A ($\text{м}^2/\text{сут}$) и прогнозных понижений уровня подземных вод в водозаборной скважине S (м)

сокращается до 1.5 м, что существенно ухудшает условия взаимодействия ППВ. Значение параметра ΔL в этот период корректируется пропорционально уменьшению ширины реки, согласно (1.20) и (1.22). По сравнению с летне-осенней величиной 187 м, в зимний период ΔL возрастает более чем на порядок – до 3585 м, что отражается в расчетных значениях параметров гидрогеодинамического несовершенства водотока в речных блоках модели А (рис. 2.4 б)

Такая резкая сезонная изменчивость параметров гидрогеодинамического несовершенства водотока проявляется в прогнозном режиме уровня подземных вод в водозаборной скважине, работающей с постоянной производительностью (рис. 2.4 б). Промерзание водотока приводит к резкому сокращению расхода фильтрации из реки в зимний период, что обуславливает резкое увеличение понижений уровня подземных вод, которые затем восстанавливаются за счет увеличения питания из реки в летний период.

Сезонная динамика независимого гидрологического режима водотоков, проявляющаяся как в изменении их уровня, так и ширины (смоченного периметра) имеет важнейшее значение для участков береговых водозаборов, определяя характерную балансовую структуру эксплуатационного водоотбора Q_z , которая описывается следующим уравнением [Штенгелов, 1988]:

$$Q_z = \Delta Q_e + Q_{np}(t) \pm \frac{\Delta V}{\Delta t}, \quad (2.7)$$

где ΔQ_e – сокращение естественного потока (разгрузки) подземных вод; $Q_{np}(t)$ – изменчивый во времени расход привлечения (фильтрации) поверхностных вод; $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ – изменение емкостных запасов водоносного горизонта ΔV за время Δt .

Основным источником формирования эксплуатационных запасов подземных вод большую часть года в этих условиях является привлечение поверхностных вод. Принимая во внимание незначительную, как правило, сезонную динамичность подземного стока $\Delta Q_e \approx const$, в меженные периоды года, когда поверхностный сток весьма ограничен $Q_{np}(t) \rightarrow 0$, и основным источником формирования эксплуатационных запасов подземных вод может являться сработка емкости водоносного

горизонта ($+\frac{\Delta V}{\Delta t}$). При этом для стабильной работы водозабора необходимо, чтобы в относительно кратковременные периоды половодья и паводков происходило восполнение осушенной емкости горизонта ($-\frac{\Delta V}{\Delta t}$) за счет «дополнительного» питания из реки. Гидрогеодинамические аспекты такого сезонного регулирования эксплуатационных запасов подземных вод приречных месторождений подробно рассматривались Р.С. Штенгеловым [Штенгелов, 1988].

В частности, для рассматриваемого в этом разделе примера – Самбургского водозаборного участка – уже на 3-й прогнозный год после начала эксплуатации устанавливается циклично-стационарный гидрогеодинамический режим, при котором годовой ход понижений уровня подземных вод повторяется (рис. 2.4 б). Расчетный баланс эксплуатационного водоотбора в зимний период обеспечивается сработкой емкости горизонта, а в летний – за счет привлечения поверхностных вод. При этом весной формируется «дополнительное» питание из реки, восполняющее запасы подземных вод горизонта – рис. 2.5.

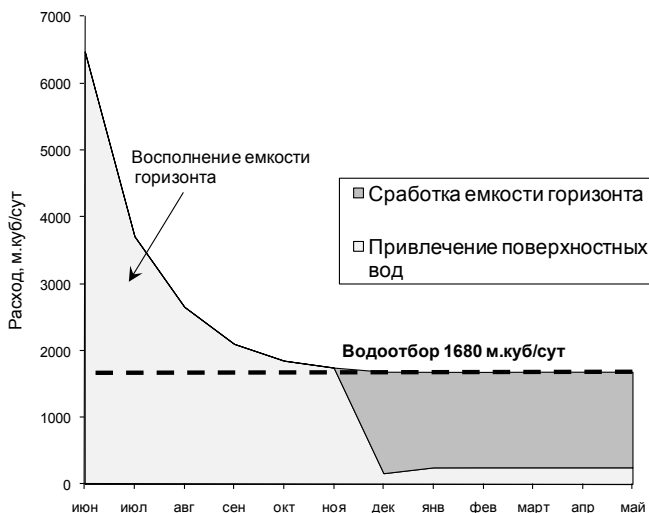


Рис. 2.5. Прогнозный годовой баланс эксплуатационного водоотбора на Самбургском водозаборном участке

Глава 3

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

Как уже отмечалось (см. 1.7, 2.1), при зависимом гидрологическом режиме в полной мере проявляется взаимовлияние ППВ, когда режим поверхностных вод, помимо независимых метеоклиматических факторов, формируется также под влиянием взаимодействия с подземными водами. В разделе 2.1 определены критерии, согласно которым гидрологический режим водотоков и водоемов может рассматриваться независимо от расхода взаимодействия ППВ. При невыполнении этих условий на гидрологический режим водотоков и водоемов оказывают воздействие процессы взаимосвязи ППВ, причем это взаимовлияние имеет двусторонний характер и особенно заметно проявляется при техногенном развитии понижений уровня подземных вод при их эксплуатации.

Принципиальную гидрогеодинамическую схему формирования зависимого гидрологического режима удобно анализировать, рассматривая *изменение* удельного расхода взаимодействия ППВ Δr по сравнению с некоторым начальным состоянием r^0 , полагая постоянство параметра гидрогеодинамического несовершенства водотока (водоема) α_0 :

$$\Delta r = r - r^0 = \alpha_0 (\Delta h - \Delta H_r), \quad (3.1)$$

где Δh – изменение уровня подземных вод на урезе водотока и под его ложем, а ΔH_r – изменение уровня водотока (водоема). Как будет показано ниже, изменение условий и расхода взаимодействия ППВ Δr характеризует совокупное гидрогеодинамическое воздействие на гидрологический режим водотоков и водоемов.

В свою очередь, нарушение гидрологического режима поверхностных вод обуславливает изменение условий и расхода взаимосвязи ППВ, – главным образом, согласно (3.1), – за счет сокращения *уровня (глубины)* водотока или водоема. Кроме этого, изменение уровня поверхностных вод может также приводить к обмелению части акватории (для водотоков, проявляясь, главным образом в изменении его *ширины* (смоченного периметра)), что означает сокращение *площади контакта* ППВ, определяющей, согласно (1.46 – 1.47) суммарное гидрогеодинамическое несовершенство участка водотока (водоема) – A .

Генетически изменения уровней ППВ Δh и ΔH_r происходят как под воздействием естественных (независимых – «н»), так и техногенных факторов:

$$\Delta h = \Delta h^n + \Delta h^t \text{ и } \Delta H_r = \Delta H_r^n + \Delta H_r^t. \quad (3.2)$$

Для наглядности будем рассматривать стабильное естественное состояние подземных и поверхностных вод: $\Delta h^H = 0$ и $\Delta H_r^H = 0$, при котором происходит только техногенное изменение уровня подземных вод – чаще всего их понижение S за счет их эксплуатации: $S = h - h^0$ (рис. 3.1). В этом случае получим выражения для изменения удельного расхода взаимосвязи ППВ, аналогичные (1.9)

$$\Delta r = \begin{cases} \alpha_0(S - \Delta h_p), & \text{при } S < S_0 \\ \alpha_0(S_0 - \Delta h_p), & \text{при } S \geq S_0 \end{cases}; \quad (3.3)$$

$$S_0 = \Delta h_r^0 + h_p^0 + m_0,$$

где $\Delta h_p = \Delta H_r$ – изменение глубины (уровня) водотока (водоема), связанное с понижением уровня подземных вод S ; S_0 – понижение «отрыва», при котором образуется зона неполного водонасыщения под рекой (водоемом); Δh_r^0 – разница уровней ППВ, отвечающая их естественному взаимодействию, h_p^0 – начальная (естественная) глубина реки (водоема) – рис. 3.1.

Анализ балансово-гидрогеодинамических условий формирования зависимого гидрологического режима иллюстрируется результатами тестового имитационного моделирования эксплуатации подземных вод сосредоточенным береговым водозабором на участке водотока, получающего равномерное по его длине подземное питание¹.

Расход водотока на выходе из расчетного участка составляет 0.3 м³/с (25.92 тыс.м³/сут), что сопоставимо с дебитом эксплуатации подземных вод $Q_3 = 24$ тыс. м³/сут, и, согласно (2.1), приводит к формированию зависимого гидрологического режима поверхностных вод, при котором изменение ширины водотока не учитывается.

При развитии понижения уровня подземных вод взаимодействие ППВ может происходить в различных фазах (рис. 3.1).

1. Когда $S^1 < (\Delta h_r^0 + \Delta h_p^1)$, уровень подземных вод все еще находится выше уровня водотока (водоема) и $h^1 > H_r^1$, что означает сохранение питания поверхностных вод за счет подземных (рис. 3.1).

¹ постановка тестового моделирования проведена с использованием программы PmWin с расчетным модулем ModFlow [Chang и др. 1993; Harbaugh и др., 2000]), в котором гидрологическая модель водотока основана на уравнении Шези (см раздел 4.2.1), подробно рассмотрена в разделе 1.2

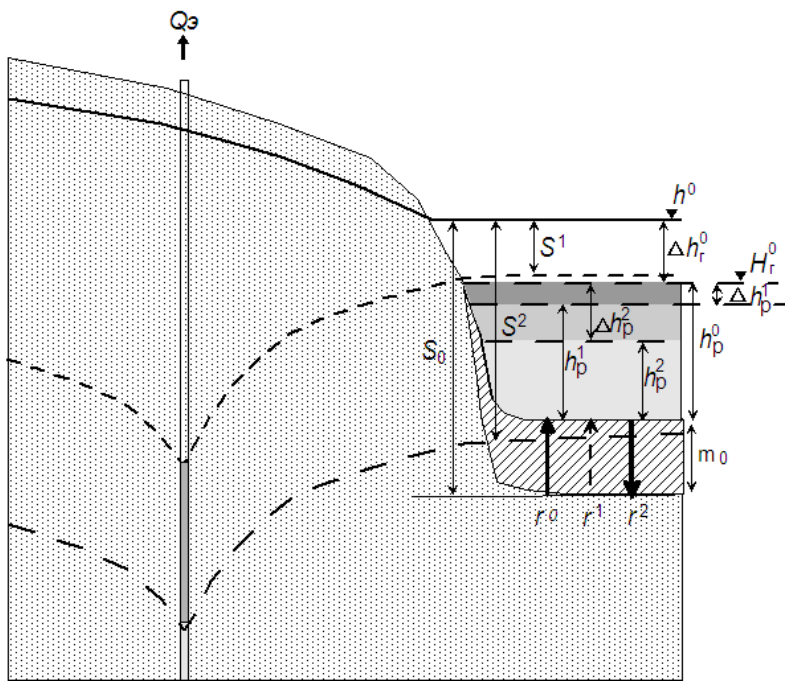


Рис. 3.1. Принципиальная схема формирования зависимого гидрологического режима водотока (водоема)

Однако, за счет перехвата потока водозабором, это питание меньше начального (естественного), что отражается в сокращении разницы уровней ППВ. В этих условиях изменение расхода взаимосвязи ППВ Δr^1 и соответствующее влияние на гидрологический режим обусловлены только сокращением (инверсией) разгрузки подземных вод в водоток (водоем).

Сокращение подземного питания (фаза инверсии разгрузки подземных вод) происходит до предельного состояния, при котором $S^1 = (\Delta h_r^0 + \Delta h_p^1)$.

При этом в зоне инверсии разгрузки потока *выше по течению* от створа водозабора связь между Δr и S почти линейна, поскольку сокращение глубины реки Δh_p незначительно – рис. 3.2 (кривые 1, 3).

Ниже по течению, на начальном этапе, сокращение глубины и уровня реки Δh_p «опережает» развитие понижения уровней подземных вод S – в этот период расход подземного питания реки даже возрастает (отрицательные – величины Δr) – рис. 3.2 (кривые 2, 4).

В конечном итоге, при стационарных понижениях уровней ППВ, изменения расхода их взаимосвязи в зоне инверсии практически оди-

наковы выше и ниже по течению от створа водозабора, несмотря на то, что ниже по течению понижения уровней подземных вод и, особенно, сокращение глубины водотока больше.

2. При дальнейшем развитии понижений под ложем водотока, при $S^2 > (\Delta h_r^0 + \Delta h_p^2)$, соотношение уровней ППВ меняется, и $h^2 < H_r^2$.

Это означает, что на данном участке водотока (водоема) полностью прекращено его подземное питание, изменился знак расхода взаимодействия ППВ r , и происходят фильтрационные потери из водотока (водоема). Пока $S^2 < S_0$ (или $h^2 > H_0$) фильтрация происходит в подпертом режиме, и расход взаимосвязи ППВ r , а также его изменение Δr , характеризующее совокупные балансовые потери поверхностных вод, формируются в зависимости от соотношения уровней ППВ. При $S^2 > \Delta h_p^2$, на этом этапе происходит увеличение расходов r и Δr .

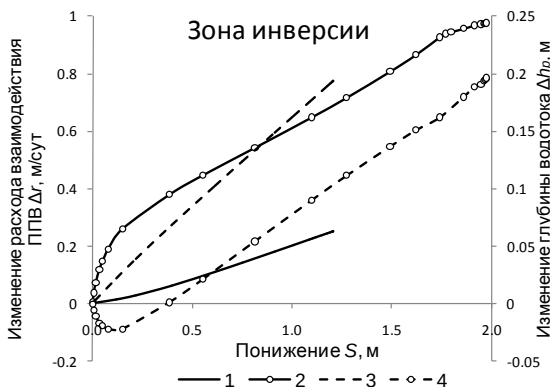


Рис. 3.2. Изменение расхода взаимодействия ППВ Δr (3, 4) и сокращение глубины водотока Δh_p (1, 2) в зависимости от понижения уровней подземных вод S в зоне инверсии разгрузки выше (1, 3) и ниже (2, 4) по течению реки от створа водозабора

Изменение расхода взаимодействия ППВ выше и ниже по течению реки от створа водозабора в зоне фильтрации из реки при подпертом режиме происходит однотипно (рис. 3.3).

Основные различия, как и в зоне инверсии, происходят на начальном (но более кратковременном) этапе и также связаны с «опережающим» сокращением глубины водотока ниже водозабора. Однако, в отличие от зоны инверсии, здесь больше проявляется нелинейность связи между Δr и S , — за счет более существенного изменения глубины водотока.

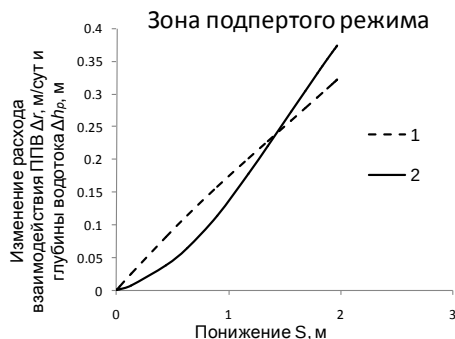


Рис. 3.3. Изменение расхода взаимодействия ППВ Δr (1) и сокращение глубины водотока Δh_p (2) в зависимости от понижения уровней подземных вод S в зоне подпертой фильтрации

3. При возникновении свободного режима фильтрации под водоток (на рис 3.1 не показано), когда $S^3 > S_0$ и $h^3 < H_0$, расход взаимосвязи ППВ r , а также его изменение Δr перестают зависеть от положения уровня подземных вод и определяются только уровнем водотока (водоема), который, за счет балансовых потерь, продолжает снижаться. С этого момента за счет увеличения Δh_p происходит сокращение расхода фильтрации из водотока (водоема) r , а также величины Δr – рис. 3.4.

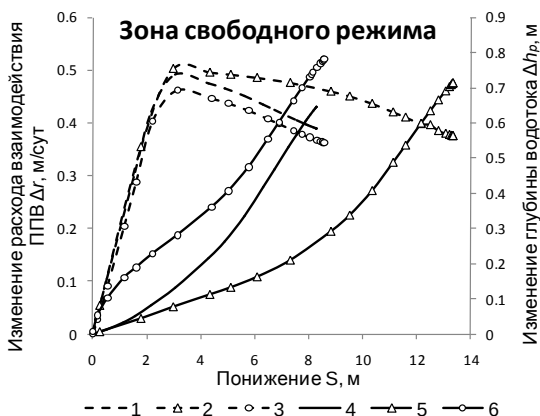


Рис. 3.4. Изменение расхода взаимодействия ППВ Δr (1 – 3) и сокращение глубины водотока Δh_p (4 – 6) в зависимости от понижения уровней подземных вод S в зоне свободного режима фильтрации в створе водозабора (2, 5), выше (1, 4) и ниже (3, 6) по течению реки от него

На начальном этапе развития депрессии подземных вод изменение расхода взаимосвязи ППВ в зоне свободного режима под рекой происходит практически одинаково – различия начинают проявляться по мере сокращения глубины водотока, которая увеличивается вниз по течению (рис. 3.4). Здесь также отчетливо прослеживается нелинейность процесса обмеления водотока – его интенсивность возрастает по мере распространения влияния водоотбора вверх по течению.

4. Дальнейшее развитие балансовых потерь водотока (водоема) может привести к его полному обмелению на отдельном участке, когда $h_p^4 = 0$ и $\Delta h_p^4 = h_p^0$. В этом случае, согласно (1.5а), взаимосвязь ППВ прекращается: $r^4 = 0$, а $\Delta r^4 = r^0$. Последнее означает, что на данном участке водотока (водоема) балансовое воздействие на его гидрологический режим количественно равно r^0 , т.е. полному перехвату естественного расхода подземного питания.

На самом деле, полное прекращение взаимодействия ППВ ($r = 0$ и $\Delta r = r^0$) происходит только «внутри» участка полного исчезновения (перехвата) поверхностного стока. На его верхней границе расход поглощения поверхностных вод равен поступающему сверху расходу водотока и постепенно сокращается по мере уменьшения стока выше по течению – рис. 3.5.

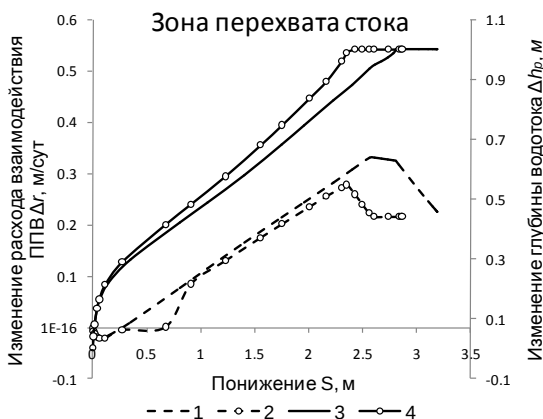


Рис. 3.5 Изменение расхода взаимодействия ППВ Δr (1, 2) и сокращение глубины водотока Δh_p (3, 4) в зависимости от понижения уровней подземных вод S на границе (1, 3) и внутри зоны полного перехвата поверхностного стока

Рассмотренные фазы взаимосвязи ППВ и соответствующие им зоны (инверсии разгрузки, фильтрации поверхностных вод в подпертом и свободном режимах) при развитии понижения уровней подземных вод распространяются вверх и вниз по течению реки от створа водо-

забора – рис. 3.6. При этом, несмотря на однородность условий, проявляется некоторая асимметрия развития депрессии напоров под рекой: понижения уровней подземных вод вниз по течению больше, чем вверх от створа водозабора. Эта разница, примерно соответствующая величине Δh_p , обусловлена ростом сокращения глубины водотока вниз по течению – соответственно, в этом же направлении также больше распространяется зона свободного режима фильтрации под водотоком L_f . В то же время, удаление и размер зон инверсии L_i вверх и вниз по течению от водозабора примерно одинаковы (рис. 3.6).

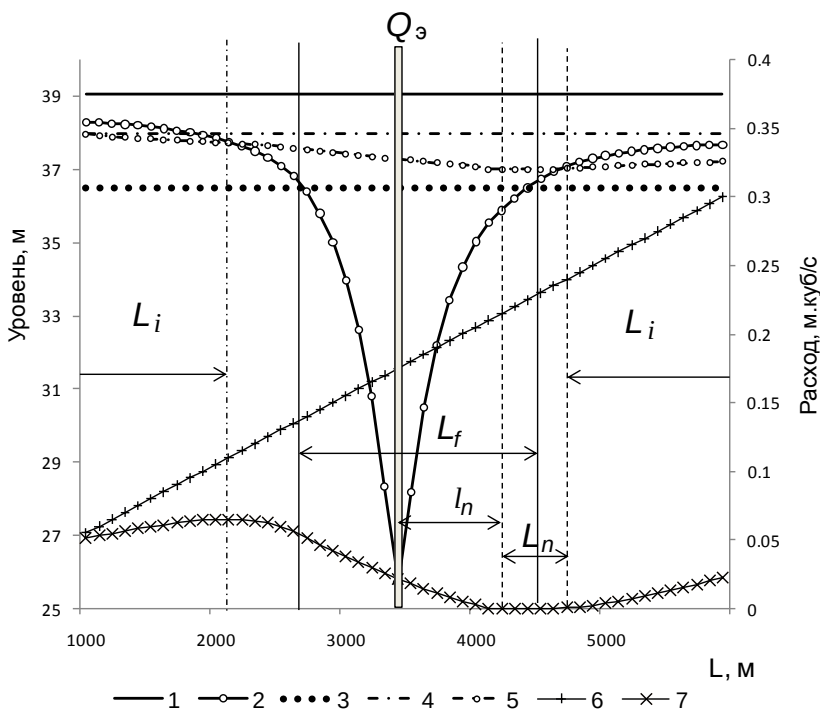


Рис. 3.6. Схема соотношения уровней ППВ и приращение расхода водотока по его длине при установившемся стационарном режиме (по результатам имитационного моделирования формирования зависимого гидрологического режима водотока при эксплуатации подземных вод): 1, 2 – уровни подземных вод в естественном режиме (1) и при эксплуатации (2); 3 – положение уровня отрыва; 4, 5 – уровни водотока: начальный (4) и при эксплуатации (5); 6, 7 – расход водотока: естественный (6) и при эксплуатации (7)

Зона полного перехвата поверхностного стока L_n , (а также при сохранении стока участок его максимального нарушения) смещена вниз по течению реки на расстояние l_n , которое для рассматриваемых однородных условий оценивается как [Штенгелов, 1988]:

$$l_n = L_0 \sqrt{\frac{Q_3}{\pi r^0 L_0} - 1}, \quad (3.4)$$

где L_0 – расстояние сосредоточенного водозабора от реки.

Формирование эпюры нарушенного расхода водотока по его длине в области гидрогеодинамического влияния водоотбора имеет следующие основные закономерности (рис. 3.6):

- в зоне инверсии естественной разгрузки потока подземных вод приращение расхода водотока происходит, но с меньшей интенсивностью, чем в естественном режиме; «нулевое» приращение приурочено к границе зоны фильтрации из реки в подпертом режиме;
- в пределах зоны фильтрации из реки в подпертом режиме расход водотока сокращается прогрессирующими темпами;
- в границах зоны свободной фильтрации расход водотока продолжает уменьшаться, причем темп сокращения несколько падает вниз по течению;
- в зоне инверсии разгрузки ниже по течению от створа водозабора расход водотока начинает постепенно возрастать, и за пределами области гидрогеодинамического влияния водозабора интенсивность приращения расхода примерно соответствует естественной.
- суммарное сокращение стока реки в рассматриваемых условиях равно дебиту эксплуатации подземных вод.

Последнее условие не всегда справедливо в реальных природных условиях - когда в области влияния водоотбора оказываются другие, не связанные с водотоком или водоемом, бессточные формы разгрузки подземных вод – например, эвапотранспирация с уровня грунтовых вод (при их неглубоком залегании в пределах поймы и террасы), разгрузка в бессточные пойменные понижения или перетеканием в нижележащие горизонты.

Таким образом, гидрологические и гидрогеодинамические условия, формирующиеся при зависимом гидрологическом режиме водотока, обусловленным эксплуатацией подземных вод, характеризуются определенной асимметрией – вверх и вниз по течению реки. Эта асимметричность проявляется, в конечном итоге и в некоторой разнице суммарной балансовой обеспеченности эксплуатационного водоотбора, которая формируется на нижнем и верхнем участке водотока. Так, например, в рассмотренном примере суммарное питание, поступающее с границы выше по течению от створа водозабора (при устано-

вившихся стационарных условиях), составляет 54% от его дебита, а на нижнем по течению участке – 46%.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные результаты имитационного моделирования формирования зависимого гидрологического режима водотоков отражают лишь *основные закономерности* нелинейных процессов преобразования балансово-гидрогеодинамических условий взаимодействия ППВ. При этом, при разных гидрологических и гидрогеодинамических параметрических характеристиках водотока (водоема), масштаб проявления рассмотренных процессов может быть различным.

Существует ряд аналитических зависимостей для оценки величины сокращения (ущерба) речному стоку от работы береговых водозаборов как в российской [Минкин, 1973; Бочеввер и др., 1978; Концевоский, Минкин, 1989; Черепанский, 2005; Черепанский, Усенко, 1985; Злотник и др., 1985], так и в зарубежной литературе [Theis, 1941; Glover, Balmer, 1954; Hantush, 1965; Jenkins, 1968; Hunt, 1999; Darama, 2001; Wallace, Darama, 1990] и др. Обзор некоторых из них приведен в работе [Цыганова, 1986].

Наиболее известной и широко применяемой для аналитических расчетов сокращения стока *совершенной реки* является формула, основанная на решении уравнения Ч. Тейса в виде дополнительной функции ошибок $\text{erfc}(x)$ [Glover, Balmer, 1954]:

$$\Delta P = Q_s \text{erfc}\left(\frac{L_0}{2\sqrt{at}}\right), \quad (3.5)$$

где ΔP – сокращение речного стока, Q_s – дебит скважины, L_0 – расстояние между скважиной и берегом реки, a – уровнепроводность водоносного горизонта, t – продолжительность работы скважины.

Для гидрогеодинамически *несовершенной широкой реки* сокращение речного стока оценивается по уравнению [Hantush, 1965]:

$$\Delta P = Q_s \text{erfc}(\bar{L}_0) - Q_s \exp\left(\frac{at}{(L^*)^2} + \frac{L_0}{L^*}\right) \text{erfc}\left(\sqrt{\frac{at}{(L^*)^2} + \bar{L}_0}\right); \quad (3.6)$$

$$\bar{L}_0 = \frac{L_0}{2\sqrt{at}}; L^* = \frac{k}{k_0} m_0$$

Для *гидрогеодинамически узкой реки* шириной b используется формула Е.Л. Минкина [Минкин, 1973]:

$$\begin{aligned} \Delta P &= Q_s \text{erfc}(\bar{L}_0) - \frac{Q_s}{2} \exp(-\bar{L}_0^2) Z^* \\ Z^* &= \exp(z_1^2) \text{erfc}(z_1) + \exp(z_2^2) \text{erfc}(z_2) \\ z_1 &= \bar{L}_0 + \frac{\sqrt{at}}{B} \text{th}G; z_2 = \bar{L}_0 + \frac{\sqrt{at}}{B} \text{cth}G; \\ B &= \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}}; G = \frac{b}{B}. \end{aligned} \quad (3.7)$$

Для гидрогеодинамически широких рек уравнение (3.7) несколько упрощается:

$$\Delta P = Q_3 \operatorname{erfc}(\bar{L}_0) - \frac{1}{2} Q_3 \exp(-\bar{L}_0^2) Z_0^* ; \quad (3.8)$$

$$Z_0^* = \exp(z^2) \cdot \operatorname{erfc}(z) ; \quad z = \bar{L}_0 + \frac{\sqrt{at}}{B}$$

Также для оценки сокращения речного стока гидрогеодинамически узкого водотока используется следующая зависимость [Hunt, 1999]:

$$\Delta P = Q_3 \operatorname{erfc}(\bar{L}_0) - Q_3 \exp\left(\frac{\lambda^2 t}{4\mu T} + \frac{\lambda L_0}{2T}\right) \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{\lambda^2 t}{4\mu T}} + \bar{L}_0\right) ; \quad (3.9)$$

$$\lambda = \frac{k_0}{m_0} b ,$$

в которой T - проводимость, а μ - водоотдача водоносного горизонта.

Следует подчеркнуть, что все известные аналитические зависимости основаны на условии постоянства уровня и глубины водотока, т.е. справедливы для стационарного независимого гидрологического режима.

В целом, рассмотренная принципиальная схема показывает, что зависимый гидрологический режим водотоков и водоемов при техногенном понижении уровней подземных вод в балансовом отношении формируется как за счет изменения (сокращения) подземного питания поверхностных вод, так и за счет непосредственных фильтрационных потерь из водотоков и водоемов.

Изменение глубины (уровня) водотока (водоема), связанное с понижением уровня подземных вод целесообразно учитывать при моделировании взаимосвязи ППВ, если оно является сопоставимым с величинами S при подпертом режиме фильтрации или S_0 – при свободном, а также – с естественной глубиной реки (водоема) h_p^0 . Для предварительных, принципиальных оценок необходимости учета изменения гидрологического режима водотоков (водоемов), связанного с понижением уровня подземных вод, следует использовать критерии (2.1 – 2.2), рассмотренные в разделе 2.1.

Таким образом, зависимый гидрологический режим водотоков и водоемов, при котором их гидрологические характеристики, определяющие взаимодействие ППВ, формируются в процессе этого взаимодействия, обуславливают необходимость совместного моделирования процессов геофильтрации и гидравлики поверхностных водотоков или формирования баланса водоемов.

Учитывая определенную специфику моделей поверхностных вод, а также их сочленения с моделью геофильтрации, они далее рассматриваются отдельно для водотоков и водоемов.

Глава 4

МОДЕЛИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВОДОТОКОВ

При совместном моделировании потока подземных вод и водотоков, используются два различных подхода, основанные на использовании в качестве модели русловых потоков *гидравлических и гидрологических моделей*. Первые основаны на математических уравнениях движения воды в открытых руслах, а вторые – на упрощенных эмпирических и полуэмпирических связях между гидравлическими характеристиками водотоков. В обоих случаях водоток является внутренней границей для потока подземных вод – в противном случае его целесообразно моделировать, как водоем (см. главу 5).

4.1. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОДОТОКОВ

Наиболее полно гидравлическая модель движения воды в открытых руслах представлена нестационарным дифференциальным уравнением Сен-Венана, которое в одномерном виде записывается как [Кучмент, 1972]:

$$g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{gP^2}{K_p^2} + \frac{qu}{F} = 0, \quad (4.1)$$
$$\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = \pm q,$$

где H – уровень воды в водотоке; u – средняя скорость; P – расход воды; F – площадь живого сечения; g – ускорение силы тяжести; q – погонная интенсивность внешних источников-стоков; K_p – модуль расхода.

Модуль расхода характеризует гидравлическое сопротивление русла и может быть выражен различными эмпирическими зависимостями [Чугаев, 1982]. В частности, по формуле Маннинга:

$$K_p = \frac{F^{5/3}}{n\Pi^{2/3}}, \quad (4.2)$$

в которой n – коэффициент шероховатости; Π – смоченный периметр потока.

Для моделирования взаимосвязи ППВ удобнее представить уравнение движения в (4.1) относительно расхода и глубины реки:

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{F} \right) + gF \frac{\partial h_p}{\partial x} = gF \left(I_0 - \frac{P|P|}{K_p^2} \right) - \frac{qP}{F^2}, \quad (4.3)$$

где I_0 – уклон водной поверхности. Это уравнение справедливо при следующих допущениях:

- поток прямолинеен, и его скорости одинаковы по всему живому сечению;
- давление по живому сечению потока гидростатическое;
- уклон дна реки относительно мал и равен уклону водной поверхности;
- скорость и расход однозначно зависят от уровня (глубины реки);
- внешние притоки поступают в русло по нормали.

Для решения уравнения Сен-Венана необходимо задание начальных глубин и расходов водотока, а также внешних граничных условий (расхода и глубины) на входе в расчетный участок и на выходе из него.

Также для практического моделирования используются и другие формы уравнения Сен-Венана – в частности, двумерная форма [Therien, 2010], или основанные на его преобразованиях [Кучмент, 1972].

Среди упрощенных (линеаризованных) форм уравнения Сен-Венана наибольшее распространение получила модель кинематической волны, исходящая из условий движения при равновесии сил тяжести и сопротивления. При этом расход в каждом сечении однозначно связан с площадью живого сечения или уровнем воды [Кучмент, 1972]:

$$P = \sqrt{K_p I_0},$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial F} \frac{\partial P}{\partial x} = \pm q \quad (4.4)$$

Расход взаимодействия ППВ в уравнении Сен-Венана составляет часть внешнего погонного расхода q , поступающего в расчетное сечение водотока, который в общем виде может быть представлен следующей балансовой суммой:

$$q = M_s - r\Pi + (o - e)b \pm q_c, \quad (4.5)$$

в которой M_s – линейный модуль (погонный расход) бокового притока поверхностных вод (склонового стока); r – удельный расход взаимодействия ППВ, который, согласно (1.5), отрицательный по знаку, если фильтрация направлена из пласта в реку; Π – смоченный периметр; o – осадки, а e – испарение с водной поверхности; b – ширина реки; q_c – погонная интенсивность дополнительных источников-стоков (включая притоки реки). Учитывая незначительную балансовую роль члена $(o - e)b$ по сравнению с остальными, им, как правило, пренебрегают.

Вопросам сочленения уравнения типа (4.1) с дифференциальным уравнением геофильтрации типа (1.1) посвящен ряд работ [Епихов 1980; Антонцев и др., 1986; Хубларян и др., 1987; Gunningham и др., 1979; Daluz Vietra 1983]; на уравнениях типа (4.1 – 4.4) основано моделирование поверхностных вод в ряде программных комплексов (см. разделы 7.4, 7.5). Вместе с тем, опыт использования уравнений Сен-Венана для решения *конкретных гидрогеологических* задач крайне редок, поскольку *практическое* моделирование взаимосвязи ППВ на

основе использования гидравлических моделей водотоков имеет ряд объективных сложностей [Злотник и др., 1985; Епихов, 1987].

- Во-первых, уравнение Сен-Венана, в его нестационарной дифференциальной форме, является очень чувствительным к гидравлическим и морфометрическим параметрам русла, которые на практике реально могут быть определены с требуемой пространственной дискретностью только на небольших отрезках русла. В реальных *гидрогеологических* задачах, где моделирование нередко проводится для площади всего бассейна реки (включая притоки), получение гидравлических и морфометрических параметров русел водотоков с необходимой детальностью практически невозможно. При этом использование интегральных по длине и площади водотока расчетных гидравлических параметров может приводить к существенным ошибкам при решении уравнения типа (4.1) и требует специального решения трудоемких задач идентификации и калибровки параметров модели [Корень, Романов, 1976].
- Во-вторых, использование уравнения Сен-Венана при моделировании взаимодействия ППВ требует очень малого расчетного шага по времени (порядка минут) [Антонцев и др., 1986], что связано с существенно различными скоростями природных процессов фильтрации и руслового течения. При прогнозных сроках гидрогеологических задач десятки и сотни лет это неприемлемо [Шестаков, Поздняков, 2000].

В этой связи на практике гидрогеологических исследований при моделировании взаимодействия ППВ более широкое применение получили гидрологические модели [Лукнер, Шестаков, 1976; Ашкинезер и др., 1987; Гриневский, Штенгелов, 1988; Гриневский, 1991a; Prudic 1988; Niswonger, Prudic 2010].

4.2. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОДОТОКОВ

Гидрологические модели речного стока представляют собой модели с сосредоточенными параметрами [Кучмент, 1972] или модели, основанные на эмпирических связях между гидравлическими и морфометрическими русловыми характеристиками.

Гидрологические модели с сосредоточенными параметрами представляют речной водосбор с виде динамической системы, для которой определены связи между ее входными и выходными характеристиками. Обзор таких моделей [Кучмент, 1972] позволяет заключить, что их использование не позволяет дифференцированно моделировать процессы взаимодействия ППВ.

Эмпирические гидрологические модели представляют собой однозначные связи между расходом водотока и морфометрическими русловыми характеристиками. В качестве такой модели может использоваться уравнение Шези [Ашкинезер и др., 1987; Гриневский, Штен-

гелов, 1988; Prudic 1988] или кривая расхода (зависимость $P(h_p)$) [Гриневский, Штенгелов, 1988; Гриневский, 1991a].

4.2.1. Модель Шези

Гидрологическая модель Шези описывается следующим уравнением [Чугаев, 1982]:

$$P = CF \sqrt{R_g I_0}; \quad R_g = \frac{F}{\Pi}, \quad (4.6)$$

в котором C – коэффициент Шези; F – площадь поперечного сечения потока; R_g – его гидравлический радиус, а I_0 – уклон водной поверхности. По своему физическому смыслу оно близко к уравнению кинематической волны (4.4), однако разрывно и характеризует конкретное сечение потока, что позволяет избежать накопления счетных погрешностей при вычислении приращения глубины потока, исходя из малых величин его уклона (для равнинных рек порядка $10^{-4} - 10^{-5}$).

Уравнение Шези может однозначно характеризовать связь между расходом водотока и его глубиной (а, следовательно, и уровнем, который, как было показано выше, является основным гидрологическим фактором, определяющим взаимодействие ППВ) при следующих допущениях:

- неизменность уклона водной поверхности водотока I_0 ;
- постоянство характеристик гидравлического сопротивления в потоке, обобщенных в коэффициенте Шези C ;
- неизменность ширины водотока при различных расходах (глубинах) водотока.

Первые два условия для природных водотоков, особенно равнинных рек, не разливающихся на поймы, чаще всего можно считать выполненными, на чем основано большинство расчетных алгоритмов.

Форма поперечного сечения русла является наиболее существенным фактором, влияющим на условия взаимодействия ППВ, поскольку от нее зависит степень изменения смоченного периметра (ширины) водотока – контакта с подземными водами – определяющего, согласно (1.46), степень гидродинамического несовершенства участка водотока. Таким образом, для отражения изменения смоченного периметра русла при изменении глубины и расхода водотока, уравнение Шези (4.6) должно быть дополнено *геометрической моделью* профиля русла. В этом случае его решение проводится итерационно (см. раздел 4.3).

Для равнинных рек часто полагают $b \gg h_p$, $R_g \approx h_p$ и $F = bh_p$. Тогда уравнение Шези упрощается и приводится к виду:

$$P = Cbh_p \sqrt{h_p I_0}, \quad (4.7)$$

При этом, если форма русла близка к прямоугольной, то $b = \text{const}$.

Коэффициент Шези $[м^{0,5}/с]$ в уравнениях (4.6, 4.7) характеризует гидравлическое сопротивление русла и может определяться по формуле Н.Н. Павловского [Чугаев, 1982]:

$$C = \frac{1}{n} R_g^y; \quad y = 2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R_g}(\sqrt{n} - 0.1), \quad (4.8)$$

в которой n – коэффициент шероховатости, назначаемый в зависимости от типа водотока согласно классификации М.Ф. Срибного [Быков, Васильев, 1977].

Если в формуле (4.8) $y = 1/6$, то уравнение Шези (4.7) преобразуется к виду:

$$P = \frac{1}{n} b h_p^{5/3} \sqrt{I_0}, \quad (4.9)$$

которое в зарубежной литературе называется уравнением Маннинга [Prudic 1988; Niswonger, Prudic 2010; Therrien, 2010].

Определение коэффициента Шези для конкретного сечения водотока может осуществляться и по данным непосредственных гидрометрических измерений, входящих в уравнение (4.7). Такие оценки, проведенные на реках территории Пермилковского месторождения подземных вод (см. раздел 4.4) показывают удовлетворительную сопоставимость с расчетами по формуле Павловского (рис. 4.1).

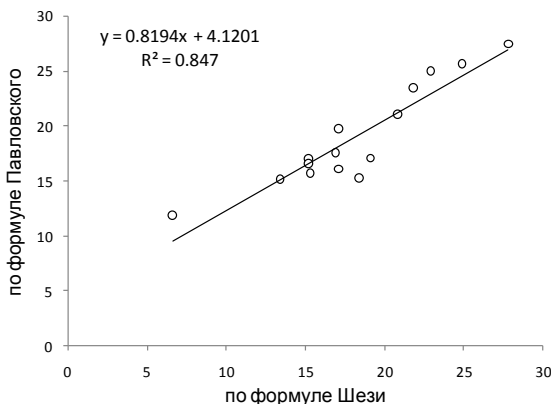


Рис. 4.1. Сопоставление значений коэффициента Шези ($м^{0,5}/с$), рассчитанных по формуле Павловского и по данным инструментальных измерений с использованием формулы Шези (для рек территории Пермилковского месторождения)

4.2.2. Модель на основе кривой расхода

Гидрологическая модель может быть построена и на основе данных фактических наблюдений – эмпирической кривой расхода

$P = f(h_p)$ или обратной связи $h_p = f(P)$, способы построения которой хорошо разработаны в практической гидрологии [Быков, Васильев, 1977]. В некоторых алгоритмах предлагается степенная форма расчетной кривой, с эмпирическими коэффициентами a и c [Prudic и др., 2004]:

$$h_p = aP^c. \quad (4.10)$$

Несомненным преимуществом такой модели является отражение реальной связи между всеми гидравлическими и морфометрическими параметрами русла. Вместе с тем, достоверная информация для построения кривой расхода может быть получена только по данным многолетних наблюдений при различной водности – т.е. на стационарных гидрологических постах, число которых крайне ограничено. Кроме того, фактическая кривая расхода является характеристикой конкретного сечения водотока, а ее использование в качестве гидрологической модели требуется для всей площади исследования. В этом случае эффективным приемом площадной экстраполяции кривой расхода является ее нормирование по характерным значениям глубины и расхода водотока h_p^* и P^* – например, среднегодовым или минимальным меженным величинам [Гриневский, Штенгелов, 1988]:

$$\bar{h}_p = a_0 + a_1 \bar{P} + a_2 \bar{P}^2, \quad (4.11)$$

где $\bar{h}_p = \frac{h_p}{h_p^*}$; $\bar{P} = \frac{P}{P^*}$; a_0, a_1, a_2 – безразмерные коэффициенты. При

$\bar{h}_p = 1$ и $\bar{P} = 1$, $a_0 = 1 - a_1 - a_2$, что позволяет исключить a_0 – величину, которая максимально зависит от конкретного сечения потока. Тогда нормированная кривая (4.11) преобразуется к виду:

$$\bar{h}_p = 1 - (1 - \bar{P})(a_1 + a_2(1 + \bar{P})). \quad (4.12)$$

Такую зависимость можно считать характерной для всего водотока с определенными гидрологическими условиями. В этом случае параметры нормированной кривой (4.12) a_1 и a_2 дают возможность характеризовать связь $h_p = f(P)$ при различных абсолютных значениях глубины и расхода водотоков в пределах площади моделирования с определенным типом гидрологических условий.

Анализ характерных форм кривой расхода показывает, что для малых рек, при отсутствии пойменных разливов, кривая расхода удовлетворительно аппроксимируется линейной формой в основном диапазоне наблюдаемых значений, что позволяет принимать $a_2 = 0$ в нормированных зависимостях (4.11 и 4.12).

Определенные сложности возникают с описанием кривых $h_p = f(P)$ в области малых (прогнозных) расходов, которая не может быть охарактеризована данными наблюдений. В то же время именно в этой

области кривая расхода является максимально нелинейной – за счет изменения всех русловых характеристик.

В этом случае использующийся в программных пакетах SFR1 и SFR2, входящих в программу ModFlow (см. главу 7), линейный принцип экстраполяции кривой расхода в область малых значений (как одна из опций) [Prudic и др., 2004; Niswonger, Prudic, 2010] представляется не оптимальной.

Полагая, что основная нелинейность кривой $h_p = f(P)$ в области малых расходов связана с сокращением живого сечения потока, а его скорость и уклон остаются практически неизменными, т.е. $\bar{P} = \bar{F}$, экстраполяция нормированных кривых $\bar{h}_p = f(\bar{P})$ в область малых расходов может быть проведена, исходя из различных геометрических моделей русла правильной формы (треугольной или трапецеидальной) [Гриневский, 1991a]. В частности, для треугольной формы придонной части водотока (рис. 4.2 а):

$$\bar{h}_p = \sqrt{\bar{P}}. \quad (4.13)$$

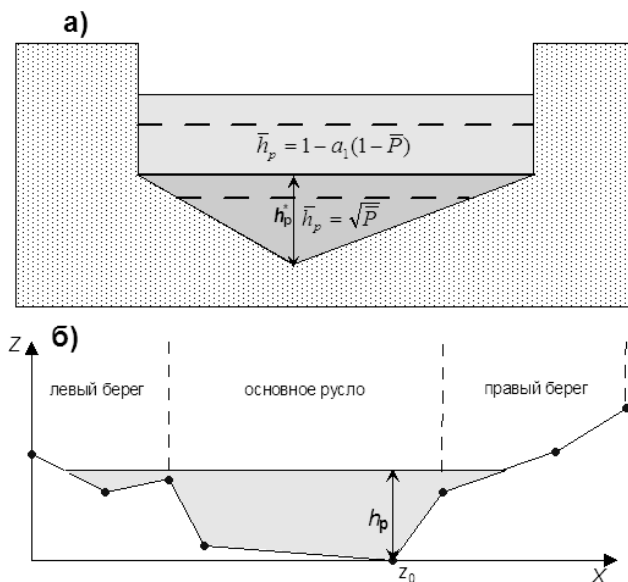


Рис. 4.2. Расчетная схематизация геометрии русла: а) правильной формы [Гриневский, 1991a]; б) по 8-ми точечному шаблону [Prudic и др., 2004].

Практическое использование гидрологической модели, основанной на нормированной кривой расхода, показало эффективность такого подхода при обосновании модели взаимодействия ППВ на Пермилловском месторождении подземных вод (Архангельская обл) [Гринев-

ский, 1991 а, б] – см. раздел 4.4. При этом получены практически идентичные результаты вариантов прогнозного моделирования, в которых в качестве гидрологической модели использовалась модель Шези и нормированная кривая расхода.

Имеются другие подходы к описанию геометрической модели формы русла [Чугаев, 1982], которые можно использовать как дополнение гидрологических моделей, основанных на уравнении Шези или кривой расхода в области малых значений.

При этом может использоваться степенная зависимость типа (4.10) с другими значениями эмпирических коэффициентов a и c [Prudic и др., 2004]:

$$b = aP^c. \quad (4.14)$$

Более сложная геометрическая модель русла характеризует изменение смоченного периметра водотока, определяющего площадь взаимодействия ППВ, и основана на 8-точечном шаблоне поперечного сечения [Prudic и др., 2004] – рис. 4.2 б, описанного в координатах x (относительно левого берега реки) и z (отметки дна реки). Ее использование совместно с уравнением Шези предполагает итерационный метод решения [Burden, Faires, 1997, р. 72] до достижения установленной невязки по расчетным расходам. При этом расчет ведется для трех сечений - в береговых зонах и по основному руслу, что позволяет характеризовать их различными коэффициентами шероховатости, а глубина рассчитывается для минимальной отметки дна z_0 . Вместе с тем, авторы такого подхода отмечают, что решение может не сходиться для широких водотоков при $b \gg h_p$, когда малые изменения глубины связаны с большими изменениями расхода водотока [Prudic и др., 2004]. В этом случае следует использовать упрощенную модель Шези (4.6) при прямоугольной форме русла.

Похожий подход описания сечения водотока в виде «составной» модели русла (с учетом его пойменной части), предполагающий различные функциональные связи между русловыми параметрами, рассмотрен также в работе [Ашкинезер и др., 1987].

Расчетная дискретная гидрологическая модель, основанная на уравнении Шези или на кривой расхода, дополняется уравнением баланса расхода P_i на выходе из расчетного участка реки длиной l и средней шириной b в пределах блока модели i на расчетный момент времени:

$$P_i = P_{i-1} + P_i^+ - P_i^- - R_i + (M_s l)_i \pm Q_i, \quad (4.15)$$

где P_{i-1} – расход, поступающий сверху по течению, P_i^+ и P_i^- – расходы притока и оттока (при разветвлении русла); $R = rbl$ – расход взаимодействия ППВ, который, согласно (1.5), отрицательный по знаку, если фильтрация направлена из пласта в реку; M_s – линейный модуль (погонный расход) бокового притока поверхностных вод (склонового стока); Q_i – расход дополнительных источников-стоков (например, родников, впадающих в реку и не имеющих собственного русла (см.

раздел 1.5); внешний расход реки, поступающий в моделируемую область; расход поверхностного водозабора и т.д.).

Решение балансового уравнения (4.15) проводится сверху вниз по течению реки, начиная с малых притоков, в соответствии с заданной иерархической структуры формирования руслового стока типа «дерево». В качестве начальных условий в этом случае должны быть заданы уровни (H_r) и глубины (h_p) водотоков, определяющие расход взаимодействия ППВ r на момент времени $t = 0$. «Внешние» расходы притока-оттока поверхностных вод задаются на весь расчетный срок моделирования.

Таким образом, завершая обзор расчетных моделей водотоков, автор полностью поддерживает авторитетное мнение Л.С.Кучмента, что "удачность той или иной модели зависит, в первую очередь, от того, какова при этом точность определения параметров. Если исходной информации недостаточно, то увеличение числа параметров, несмотря на более полное и точное описание процессов, может привести к худшим результатам..." [Кучмент, 1972, стр.12]. Именно поэтому, несмотря на то, что гидравлические модели наиболее полно характеризуют процессы руслового стока, в практическом применении для моделирования взаимодействия ППВ при решении гидрогеологических задач наибольшее распространение получили более простые гидрологические модели, поскольку только они, как правило, могут быть реально обеспечены исходной фактической информацией.

4.3. ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРИ ЗАВИСИМОМ ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ВОДОТОКОВ

4.3.1. Сочленение моделей подземных вод и водотоков

Соединение моделей подземных вод и водотоков рассматривается на примере *гидрологической модели водотока*, поскольку вопросы совместного решения уравнения фильтрации и уравнения Сен-Венана (гидравлическая модель) подробно освещены [Епихов 1980; Антонцев и др., 1986; Хубларян и др., 1987; Gunningham и др., 1979; Daluz Vietra 1983] и др. и широкого практического применения, в силу рассмотренных выше причин (см. раздел 4.1), данный подход не получил.

Расчетный алгоритм совместного моделирования ППВ с временным шагом Δt при использовании гидрологической модели водотока следующий [Гриневский, Штенгелов 1988].

1. На расчетное время t проводится решение уравнения фильтрации (1.1), в котором расход взаимосвязи ППВ R^t для блока модели с рекой длиной l рассчитывается согласно (1.5 и 1.46), исходя из уровней (H_r) $t-\Delta t$ и ширины водотока $b^{t-\Delta t}$ на предыдущий (на первом шаге начальный) момент времени:

$$R^t = \begin{cases} \alpha_0 l b^{t-\Delta t} (H_r^{t-\Delta t} - h^t), & \text{при } h^t > H_0 \\ \alpha_0 l b^{t-\Delta t} (H_r^{t-\Delta t} - H_0), & \text{при } h^t \leq H_0 \end{cases}. \quad (4.16)$$

2. Проводится балансовый расчет расходов реки P^t сверху вниз по течению реки, начиная с малых притоков, согласно (4.15).
3. Расчет соответствующей расходу P^t глубины водотока $h_p^t = f(P^t)$ согласно гидрологической модели Шези или кривой расхода, а также корректировка (в случае необходимости) ширины или смоченного периметра согласно геометрической модели русла: $b^t = f(h_p^t)$. Решение гидрологической модели совместно с $b^t = f(h_p^t)$ проводится итерационно – до достижения заданной невязки по глубине водотока h_p^t .
4. Вычисление изменения глубины реки Δh_p^t за шаг Δt , корректировка уровня границы на изменение глубины водотока:

$$\Delta h_p^t = \Delta h_p^{t-\Delta t} - h_p^t; \quad H_r^t = H_r^{t-\Delta t} + \Delta h_p^t \quad (4.17)$$

и переход на следующий шаг по времени (п. 1).

В представленном алгоритме, реализованном в программах МСГ и РЕЧКА (Гриневский, 1993; 2002), сочленение моделей ППВ происходит по принципам явной схемы, что накладывает некоторые ограничения на выбор расчетного временного шага.

Модификации такого принципиального алгоритма включают итерационный процесс расчета (п. 1 – 4) на каждом шаге по времени во избежание погрешности явной схемы [Prudic и др., 2004]. При этом глубина реки в расчетном блоке модели (и соответствующий ей уровень водотока H_r) рассчитываются согласно принятой гидрологической модели для «центрального» расхода, относящегося к середине участка реки в пределах блока, что вносит уточнение в расчет взаимодействия ППВ, поскольку уровни подземных вод h характеризуют центральную узловую точку блока. «Центральный расход» реки P_{ci} в этом случае рассчитывается, исходя из преобразованного уравнения баланса (4.15):

$$P_{ci} = P_{i-1} + P_i^+ \pm Q_i + 0.5(M_s l - R)_i. \quad (4.18)$$

Если в величину $\pm Q_i$ входит разность осадков и испарения с водной поверхности водотока, она также должна быть уменьшена вдвое. Расход реки на выходе из расчетного блока P_i рассчитывается далее согласно (4.15) – после окончания итерационного процесса.

В ходе итерационного «согласования» уровней ППВ, расхода их взаимодействия и расхода водотока могут возникать счетные осцилляции при малом гидрогеодинамическом несовершенстве водотока (высоких значениях параметров α_0 и A) и малой разнице уровней ППВ, приводящие к чередованию положительных и отрицательных расчетных величин r . В этом случае в расчетах используется среднее значение глубины (уровня) водотока между двумя последними итерациями [Prudic и др., 2004].

Счетные осцилляции при расчете взаимодействия ППВ могут возникать также и при «критическом» состоянии поверхностного стока, когда его расход близок к нулю [Гриневский, 1994]. Если в этот период взаимосвязь ППВ происходит при свободном режиме фильтрации под рекой (см. 1.2), то, согласно (1.5), расход фильтрации из реки определяется разностью напоров $(H_r - H_0) = h_p + m_0$ (рис. 1.2). При обмелении реки $h_p \rightarrow 0$, и $(H_r - H_0) \rightarrow m_0$, а удельный расход $r \rightarrow \alpha_0 m_0$, т.е. $r \rightarrow k_0$. Когда участок реки полностью обмелел ($P = 0$ и $h_p = 0$), фильтрация из реки прекращается: $r = 0$, что означает разрывность расхода взаимодействия ППВ (аналогично функции Хэвисайда) – скачок на величину, пропорциональную коэффициенту фильтрации экранирующих ложе реки отложений k_0 .

Учитывая, что такой резкий скачок удельного расхода приводит к адекватному изменению расхода взаимодействия ППВ в блоке R – на всем расчетном участке реки пропорционально lb , это может выражаться как в осцилляциях уровня подземных вод h , так и в «мерцании» расхода реки P . Физическая причина таких осцилляций связана с недоучетом в расчетной модели емкостных свойств экранирующих русло отложений, когда они не представлены самостоятельным слоем модели (см. 1.6). Для преодоления таких осцилляций рекомендуется использование сглаживающих функций [Гриневский, 1994], постепенно «выводящих» m_0 из разности напоров ППВ при приближении к полному обмелению реки: если $h_p \rightarrow 0$, то $(H_r - H_0) \rightarrow 0$.

Условие полного исчезновения речного стока ($P = 0$ и $h_p = 0$) требует *балансового контроля* расчетного расхода взаимодействия ППВ R , чтобы он не оказался больше суммарного расхода поверхностных вод, поступивших в блок [Гриневский, 1994]:

$$\text{если } R_i \geq P_{i-1} + P_i^+ + (M_s l)_i + Q_i, \quad (4.19)$$

$$\text{то } R_i = P_{i-1} + P_i^+ + (M_s l)_i + Q_i \text{ и } P_i = 0.$$

Это также может приводить к счетным осцилляциям, которые исправляются уменьшением расчетного шага по времени. Такой контроль производится на каждом шаге по времени, что позволяет моделировать восстановление речного стока, при невыполнении условия (4.19).

В практике гидрогеологического моделирования широко используется расчетный прием, основанный на применении метода суперпозиции [Лукнер, Шестаков, 1976], согласно которому решение уравнения геофильтрации ведется относительно изменения (понижения) напоров S , по сравнению с начальными (на момент времени $t = 0$): $S = h - h^0$. Такой прием позволяет «напрямую» оценивать балансово-гидрогеодинамическое воздействие, связанное с техногенными понижениями уровня подземных вод, что особенно эффективно при решении геоэкологических задач – в частности, при оценке воздействия эксплуатации подземных вод на речной сток [Гриневский, Штенгелов, 1988].

В этом случае расчетное уравнение фильтрации (1.1), относительно понижений уровня подземных вод S при нулевых начальных условиях записывается следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial x}(T' \frac{\partial S}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T' \frac{\partial S}{\partial y}) + \chi_{\Pi}(S - \Delta H_{\Pi}) + \chi_{\kappa}(S - \Delta H_{\kappa}) + \Delta r + \Delta w + \Delta q = \mu \frac{\partial S}{\partial t},$$

$$T' = \begin{cases} k(z_{\kappa} - z_{\Pi}); \mu = \mu^*, \text{ при } S \leq h^0 - z_{\kappa} \\ k(h^0 - S - z_{\Pi}); \mu = \mu, \text{ при } S > h^0 - z_{\kappa} \end{cases}, \quad (4.20)$$

где ΔH_{κ} , ΔH_{Π} – изменения напоров на кровле и подошве пласта; h^0 – начальное положение уровня подземных вод; Δw – изменение скорости инфильтрации; Δq – изменение интенсивности источника-стока, а Δr – изменение удельного расхода взаимосвязи ППВ. Как было показано в главе 3, величина Δr , определяемая согласно (3.3) характеризует совокупное изменение речного стока, как за счет сокращения подземного питания, так и за счет непосредственной фильтрации из водотока.

Такая постановка моделирования обуславливает необходимость корректировки алгоритма сочленения модели фильтрации и гидрологической модели речного стока, который при постоянстве ширины (смоченного периметра) водотока выглядит следующим образом [Гриневский, 1991 а].

1. На расчетное время t проводится решение уравнения фильтрации (4.20), в котором оценивается *изменение* расхода взаимосвязи ППВ ΔR^t :

$$\Delta R^t = \begin{cases} \alpha_0 l b (S^t - \Delta h_p^{t-\Delta t}), \text{ при } S^t < S_0 \\ \alpha_0 l b (S_0 - \Delta h_p^{t-\Delta t}), \text{ при } S^t \geq S_0 \end{cases} \quad (4.21)$$

2. Балансовое уравнение для расчета расходов реки P^t в этом случае записывается как:

$$P_i^t = P_i^0 - \sum_{k=1}^i (\Delta R_k^t + \Delta M_s^t l_k) + \Delta (P_i^-)^t \pm \Delta Q_i^t, \quad (4.22)$$

в котором P_i^0 – начальный (на время $t = 0$) расход водотока;

$\sum_{k=1}^i (\Delta R_k^t + \Delta M_s^t l_k)$ – суммарное изменение речного стока в k бло-

ках выше по течению реки (включая притоки) за счет изменения расхода взаимодействия ППВ ΔR^t и склонового стока ΔM_s^t , $\Delta (P_i^-)^t$, ΔQ_i^t – изменения расходов оттока и дополнительных источников-стоков соответственно.

3. Расчет соответствующей расходу P^t глубины водотока $h_p^t = f(P^t)$ согласно гидрологической модели Шези или кривой расхода.

4. Вычисление изменения глубины реки Δh_p^t по сравнению с начальной h_p^0 :

$$\Delta h_p^t = h_p^0 - h_p^t \quad (4.23)$$

и переход на следующий шаг по времени (п.1).

В качестве начальных условий в этом случае должны быть заданы расходы (P^0) и глубины (h_p^0) на момент времени $t = 0$, а также изменения «внешних» расходов притока-оттока поверхностных вод на весь расчетный срок моделирования.

Балансовое условие полного исчезновения речного стока, при $P = 0$ и $h_p = 0$, в этом случае записывается как [Гриневский, 1994]:

$$\text{при } \Delta R_i^t \geq P_i^0 - \sum_{k=1}^{i-1} \Delta R_k^t + \sum_{k=1}^i \Delta M_s^t l_k + \Delta (P_i^-)^t \pm \Delta Q_i^t, \quad (4.24)$$

$$\Delta R_i^t = P_i^0 - \sum_{k=1}^{i-1} \Delta R_k^t + \sum_{k=1}^i \Delta M_s^t l_k + \Delta (P_i^-)^t \pm \Delta Q_i^t \text{ и } P_i^t = 0.$$

Данный алгоритм реализован в программах MCG и РЕЧКА (Гриневский 1993, 2002).

4.3.2. Особенности сеточной схематизации речуловых потоков

При моделировании зависимого гидрологического режима водотоков, в основном соблюдаются условия их сеточной схематизации, рассмотренные в 1.6. Ниже рассматриваются особые условия при использовании гидрологических моделей водотоков. Основная специфика при этом заключается в необходимости сеточной аппроксимации *структуры течения* и формирования потоков поверхностных вод, принципы организации которой рассмотрим на примере пакета SFR1 [Prudic и др., 2004].

Речная сеть разбивается на ряд сегментов, состоящих из одного или нескольких блоков сеточной модели, по следующим критериям:

- границами сегмента являются: истоки рек, места впадения притоков или разветвления русла; также они могут назначаться по длине бесприточной реки произвольно;
- в сегмент может впасть только один приток, расход которого поступает в первый блок сегмента, и только одно разветвление русла – в последнем блоке;
- погонные (M_s) или удельные (осадки – испарение) расходы внешнего поступления поверхностных вод характеризуются одинаковой интенсивностью в пределах сегмента;
- в пределах сегмента параметры взаимосвязи ППВ (k_0 , m_0 , H_0), а также начальные (на расчетное время $t = 0$) глубина и ширина водотока являются либо постоянными, либо рассчитываются линейной интерполяцией между значениями по границам сегмента.

В расчетном блоке модели может находиться несколько различных сегментов, со своими характеристиками поверхностных вод и параметрами взаимодействия ППВ, однако в расчетах используется единый для блока напор подземных вод h . В то же время, как и во всех других расчетных алгоритмах, все поперечное сечение водотока (сегмента) может принадлежать только одному расчетному блоку модели. В этом случае моделирование широких водотоков, у которых ширина превышает размеры блока сетки, в принципе, может быть осуществлено путем ее разделения на параллельные сегменты. Однако при этом должно соблюдаться условие постоянства расчетного уровня (глубины) водотока в параллельных блоках таких сегментов, что не предусмотрено в большинстве алгоритмов программ моделирования.

Нумерация (порядок) блоков в пределах каждого сегмента осуществляется строго вниз по течению реки. В таком же порядке присваиваются и порядковые номера сегментов. Конфигурация речной сети не может изменяться в процессе моделирования. Такая иерархия структуры речной сети, в соответствии с которой осуществляется расчет согласно балансовым уравнениям (4.15) и (4.18), позволяет предварительно рассчитывать расходы реки и ее притоков, поступающие сверху.

Особого определения требует расход поверхностных вод, отводящийся в соседний сегмент при разветвлении речной сети P^- . Он может быть охарактеризован либо абсолютной величиной, либо относительной, или рассчитываться, как «избыток» по сравнению с заданной максимальной величиной расхода на выходе из сегмента.

Иерархическая структура сеточного представления речной сети может отличаться от изложенной выше. В частности, в некоторых программных кодах (РЕЧКА, MCG) деление речной сети на расчетные сегменты производится в соответствии с ее природной структурой - наименованиями рек и притоков. Это позволяет более наглядно представлять и интерпретировать результаты моделирования гидрологического режима водотоков, а также рациональнее характеризовать площадные балансовые элементы поверхностных вод (склоновый сток, осадки-испарение) и их изменчивость во времени, которые, как правило, однотипны в пределах отдельных речных бассейнов территории (см. 2.3). В этом случае участки впадения притоков и разветвления русла для каждого водотока особым образом маркируются.

4.4. ПРОГНОЗ ВЛИЯНИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОТОКОВ НА ПРИМЕРЕ ПЕРМИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Прогнозирование влияния эксплуатации подземных вод на гидрологический режим водотоков является обязательным в составе комплекса гидрогеологических расчетов при оценке эксплуатационных

запасов подземных вод на приречных месторождениях [Боревский и др., 1989] и особенно актуально, согласно (2.1), для относительно малых водотоков, расход которых сопоставим с дебитом эксплуатации. Формирующееся в этом случае сокращение речного стока за счет эксплуатации подземных вод имеет два существенных аспекта, требующих адекватной прогнозной оценки.

Во-первых, это *экологические последствия* сокращения речного стока, определяющие негативное влияние на природные биосеннозы водотока (включая его ихтиофауну, состояние донной и прибрежной растительности и т. д.), а также общую водно-балансовую обстановку территории и ее ландшафтные условия. Для прогнозирования развития неблагоприятных экологических последствий сокращения речного стока и анализа экологической допустимости эксплуатации подземных вод, в первую очередь, необходима *количественная оценка масштабов нарушения стока* – его развития во времени и по длине водотока.

Во-вторых, как было показано ранее (см. разделы 1.2 и главу 3) формирование зависимого гидрологического режима водотока при эксплуатации подземных вод оказывает значимое *влияние и на сам режим эксплуатации* – балансовую структуру водоотбора, площадное развитие депрессионной поверхности и понижения уровней подземных вод в водозаборных скважинах. Это требует адекватного *отражения балансово-гидрогеодинамических процессов изменения условий взаимодействия ППВ* при прогнозном моделировании.

При решении этих двух взаимосвязанных задач, тем не менее, возникают определенные противоречия, поскольку требования к надежности («инженерному запасу») прогнозных расчетов водозаборов предполагают использование минимальной расчетной водности водотоков (для крупных водозаборов – 95% вероятности превышения) на весь срок прогноза [Боревский и др., 1989]. В то же время очевидно, что адекватная прогнозная оценка экологического воздействия водоотбора на речной сток может быть дана только с учетом естественных метеоклиматических факторов его формирования, которые имеют четко выраженный сезонный характер. Это, как правило, обуславливает необходимость проведения прогнозных расчетов эксплуатации подземных вод в двух постановках:

- на уровне минимальной расчетной водности водотоков;
- с учетом сезонной изменчивости условий формирования поверхностного и подземного стока.

Постановка и решение этих задач рассматривается далее на примере прогнозных расчетов при оценке эксплуатационных запасов Пермиловского месторождения подземных вод в Архангельской области.

Пермиловское месторождение пресных подземных вод, работы на котором велись в середине 1980-х годов, разведано для водоснабжения г. Архангельска.

В орографическом отношении территория месторождения принадлежит Онего-Двинскому междуречью, которое представляет собой волнистую равнину, осложненную выраженными в рельефе ледниковыми и карстовыми образованиями. Балансовая площадь месторождения (свыше 1000 км²) ограничена бассейном верхнего течения р. Ваймуга с притоками Кямой, Кеньгой, Пеной, Вершинкой и др. – табл. 4.1. Реки территории равнинного типа, с относительно широкими долинами и извилистыми руслами. Река Ваймуга характеризуется невыработанным продольным профилем, чередованием порожистых и плесовых участков, что связано, вероятно, с современными неотектоническими процессами. Интенсивный поверхностный карст обуславливает тесную взаимосвязь подземных и речных вод, в связи с чем температура воды в реках даже в летние месяцы не превышает 10 - 12°С.

Таблица 4.1.

Характеристика речной сети Пермиловского месторождения

<i>Река</i>	<i>Ширина мин-макс м</i>	<i>Глубина мин-макс м</i>	<i>Средняя скорость м/с</i>	<i>Средний уклон</i>	<i>Меженный расход¹ на закрываю- щем створе, м³/с</i>
Ваймуга	7 - 55	0.4 – 3.0	0.6	$5 \cdot 10^{-4}$	3.9
Кяма	5 - 25	0.2 – 2.0	0.5	$1 \cdot 10^{-4}$	0.5
Пена	3 - 15	0.4 – 2.0	0.3	$1 \cdot 10^{-5}$	0.14
Кеньга	5 - 20	0.3 – 2.5	0.4	$1 \cdot 10^{-5}$	0.32

В гидрогеологическом отношении территория месторождения принадлежит краевой части Северо-Двинского артезианского бассейна – области его регионального питания. Наибольшее распространение здесь имеют трещинно-карстовые воды карбонатных отложений средневерхнекаменноугольного возраста, перекрытые маломощным покровом четвертичных отложений различного генезиса, которые определяют интенсивность поступления инфильтрационного питания, степень развития поверхностного карста и условия взаимосвязи с поверхностными водами.

Основной водоносный комплекс месторождения приурочен к сильнозакарстованным известнякам и доломитам средневерхнекаменноугольного возраста, залегающим практически первыми от поверхности земли. Их общая мощность на территории месторождения со-

¹ В данном разделе, кроме специально оговоренных случаев, приведены значения меженных расходов 95% вероятности превышения

ставляет порядка 40 – 60 м, однако основная проводимость разреза (70 – 95% от суммарной) приурочена к верхней, наиболее сильно закарстованной зоне мощностью от 8 м до 14 м, отделенной относительно слабопроницаемым целиком от нижележащих пород.

В плане величины проводимости карбонатного водоносного комплекса меняются от 500 до десятков тысяч м²/сут, причем максимальные значения приурочены к долине р.Ваймуга, что связано с увеличением общей закарстованности карбонатного массива на придолинных участках.

Воды комплекса, в основном, безнапорные, однако по мере общего погружения пород в юго-восточном направлении могут приобретать слабонапорный характер.

Основное питание карбонатного водоносного комплекса происходит в центральной и юго-западной части месторождения за счет инфильтрации и инфильтрации атмосферных осадков через маломощные четвертичные отложения, а также из самих четвертичных отложений. Кроме того, на отдельных участках речных долин питание подземных вод осуществляется за счет круглогодичного поглощения речного стока в руслах рек и прирусловых или субаквальных карстовых воронках (понорах). Таким образом, развитый поверхностный карст, преобладание количества осадков над испарением, небольшая мощность четвертичных отложений обуславливают благоприятные условия для питания подземных вод. Территория месторождения имеет достаточно четко выраженные плановые границы, связанные как с выклиниванием карбонатных пород, так и с резким ухудшением их фильтрационных свойств при погружении за ее пределами, что обеспечивает замкнутую балансовую структуру формирования ресурсов подземных вод на его площади.

Интенсивная закарстованность карбонатных пород обуславливает активное взаимодействие ППВ, выражающееся в разнообразных и иногда специфических формах [Гриневский, Штенгелов, 1988].

Русловая разгрузка подземных вод является наиболее распространенной формой взаимодействия ППВ. На фоне рассредоточенной русловой разгрузки слабой и средней интенсивности (линейные модули до 10 – 20 л/с на 1 км) наблюдаются локальные участки аномально высокой разгрузки (более 100 л/с на 1 км) с общим приращением расхода до 0,7 м³/с.

Родниковая разгрузка подземных вод на месторождении концентрируется, как правило, в пределах локальных участков речной долины, в связи с подпором естественного потока узкими переуглубленными долинами ледникового стока, прорезающими карбонатные породы на значительную мощность и выполненными слабопроницаемыми глинистыми осадками. Местный подпор естественного потока обуславливает восходящий характер

родниковой разгрузки, происходящей, в основном, в пределах пойменных участков, на удалении не более 50 м от реки. Дебит отдельных родников может достигать $0.3 \text{ м}^3/\text{сек}$, а суммарный дебит отдельных зон – до $1 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Специфическим типом природной взаимосвязи ППВ является *субаквальная родниковая разгрузка* через карстовые воронки в руслах рек, иногда приводящая к образованию небольших озер. Так, например, дебит разгрузки в одной из таких воронок составляет около $0.4 \text{ м}^3/\text{с}$, а суммарный дебит нескольких субаквальных воронок в пределах трехкилометрового участка реки – $1.4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Кроме того, в пределах месторождения выявлены участки *рассредоточенного руслового поглощения* поверхностных вод протяженностью до 12 км и линейным модулем поглощения до 8 л/с км. Чередование участков поглощения и разгрузки, типичное для карстовых районов, в данном случае связано с молодым, невыработанным продольным профилем рек и высокой проводимостью водовмещающих пород горизонта под рекой (рис. 1.3).

Своеобразной формой взаимодействия ППВ на месторождении является очаговое, *концентрированное поглощение речных вод* через карстовые воронки (поноры), расположенные в пределах пойм, на удалении 20 – 100 м от реки и соединенные протоками с основным руслом. Дебиты поглощения в отдельных понорах – более $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

В соответствии с общими природными, геологическими и гидрогеологическими условиями Пермилдовское месторождение пресных подземных вод относится к типу месторождений в речных долинах равнинных рек [Боревский и др., 1989]. Его можно также отнести к подтипу месторождений в малых речных долинах с ограниченным поверхностным стоком, формирующимся в пределах месторождения [Штенгелов, 1988]. Действительно, на месторождении отсутствуют транзитные реки, сток которых сформирован вне площади месторождения, а меженный речной сток обеспечивается разгрузкой потока подземных вод, сформированного в пределах бассейна. Это означает четкую балансовую замкнутость условий формирования ресурсов поверхностных и подземных вод территории месторождения.

Проектируемая эксплуатация подземных вод линейными водозаборными системами на двух участках в долине р.Ваймуга, в суммарном количестве порядка $290 \text{ тыс.м}^3/\text{сут}$ соизмерима с общими водными ресурсами территории месторождения, которые на минимальный уровень водности составляют порядка $340 \text{ тыс.м}^3/\text{сут}$, что предполагает активное воздействие водоотбора на общий водный баланс территории. В этих условиях ожидается существенная перестройка условий взаимодействия ППВ и формирование зависимого гидрологического режима водотоков. Прогнозная модель эксплуата-

ции подземных вод должна при этом учитывать принципиальное различие характера изменения отдельных форм взаимодействия ППВ при водоотборе и их самостоятельную балансовую значимость в формировании эксплуатационных запасов подземных вод месторождения.

Речная сеть месторождения и отдельные крупные родники моделируются граничным условием 3 рода типа (1.5) и (1.45), учитывая несовершенство водотоков (участка выхода родника) и изменение уровня поверхностных вод, связанное с влиянием эксплуатации – зависимый гидрологический режим. Моделирование с использованием программы РЕЧКА (Гриневский, 1993) проведено на основе сочленения модели фильтрации и гидрологической модели речного стока в двух ее модификациях - на основе уравнения Шези и нормированной кривой расхода (см. раздел 4.2).

Принципиальный характер изменения условий взаимодействия ППВ при зависимом гидрологическом режиме и их влияние на балансовое обеспечение дебита эксплуатации для участков первоначальной русловой разгрузки подземных вод был рассмотрен ранее – в разделе 1.2 и главе 3. Однако, балансово-гидрогеодинамическая роль прогнозных изменений других форм взаимосвязи ППВ при зависимом гидрологическом режиме водотоков существенно отличается [Гриневский, Штенгелов, 1988].

Так, например, на участках рассредоточенного линейного поглощения поверхностных вод отсутствует фаза инверсии разгрузки, и балансовая роль граничного условия на этих участках определяется только увеличением расхода фильтрации из реки. Своеобразным является состояние граничного условия при полном перехвате речного стока. В этом случае изменение расхода взаимодействия ППВ по сравнению с начальным (ΔR), а значит, и поступление питания с границы к водозабору, в балансовом смысле становится отрицательным, поскольку после исчезновения речного стока здесь утрачивается расход естественного питания водоносного комплекса за счет поглощения поверхностных вод. С другой стороны, прекращение поглощения поверхностных вод формирует положительную статью при расчете баланса речного стока, согласно (4.15) или (4.22).

На участках родниковой разгрузки положительная статья баланса эксплуатационного водоотбора формируется за счет изменения дебита родника $\Delta Q_{\text{род}}$, которое при понижении уровня подземных вод S относительно начального h^0 , согласно (1.45), составляет:

$$\Delta Q_{\text{род}} = \begin{cases} A_{\text{род}} S, & \text{при } S < (h^0 - z_{\text{род}}) \\ A_{\text{род}} (h^0 - z_{\text{род}}), & \text{при } S \geq (h^0 - z_{\text{род}}) \end{cases}. \quad (4.25)$$

Таким образом, максимальное поступление с этого участка границы ограничено только инверсией разгрузки подземных вод – т.е. естественным дебитом родника $Q_{\text{род}}$. При этом, поскольку сток

родников происходит в реку, они учтены при описании гидрографической сети месторождения как притоки, и при расчете речного стока, согласно (4.15) или (4.22), инверсия родниковой разгрузки $\Delta Q_{\text{род}}$ формирует отрицательную статью баланса руслового потока.

Очаги *понорного поглощения поверхностных вод* с дебитом $Q_{\text{п}}$, по аналогии с родниковыми выходами (см. раздел 1.5) также схематизируются граничным условием 3 рода, с использованием обобщенного гидрогеодинамического параметра несовершенства участка поглощения $A_{\text{п}}$:

$$A_{\text{п}} = \frac{Q_{\text{п}}}{\Delta h_{\text{п}}^0}, \quad (4.26)$$

где $\Delta h_{\text{п}}^0$ – естественная разность напоров ППВ на участке поглощения – рис 4.3 [Гриневский, Штенгелов, 1988].

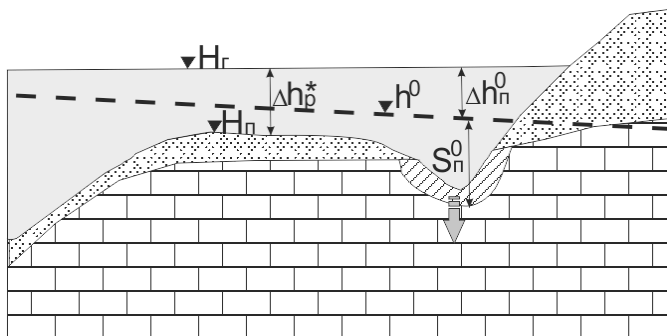


Рис. 4.3. Гидрогеодинамическая схема понорного поглощения речных вод

Для понор, как и для участков руслового питания подземных вод речными, фаза инверсии не имеет физического смысла. Если в естественных условиях очаговое поглощение происходит в подпертом режиме, то понижение уровня подземных вод приводит к увеличению питания на участках понор на величину $\Delta Q_{\text{п}}$, обеспечивая, тем самым, положительную составляющую баланса водоотбора. При понижении уровня подземных вод $S_0^{\text{п}}$, достигающем подошвы заиленного слоя в поглощающем отверстии поноры (рис. 4.3), на этих участках формируется максимально возможный расход питания из реки в режиме свободной фильтрации.

Одновременно с этим, в связи с сокращением глубины реки $\Delta h_{\text{р}}$ под действием водоотбора, интенсивность поглощения уменьшается до тех пор, пока поступление речной воды в протоку, соединяющую понору с основным руслом, не прекратится. Это наступает при

уменьшении глубины реки на критическую величину Δh_p^* , вычисляемую, как разность между начальным уровнем реки H_r и отметкой "порога" H_n в горловине поноры (рис. 4.3):

$$\Delta Q_n = \begin{cases} A_n(S - \Delta h_p), \text{ при } S < S_0^n \text{ и } \Delta h_p < \Delta h_p^* \\ A_n(S_0^n - \Delta h_p), \text{ при } S \geq S_0^n \text{ и } \Delta h_p < \Delta h_p^* \\ A_n(-\Delta h_n^0), \text{ при } S \geq S_0^n \text{ и } \Delta h_p \geq \Delta h_p^* \end{cases} \quad (4.27)$$

В этом случае, так же, как и на участках линейного поглощения речного стока, балансовое поступление с этих границ к водозабору, согласно (4.27), становится отрицательным, поскольку здесь прекращается существовавшее ранее питание потока подземных вод. Изменение расхода понорного поглощения (4.27) также учитывается и при балансовом расчете расхода реки, согласно (4.15) или (4.22) в соответствующем блоке модели – при этом величина ΔQ_n формирует положительную статью баланса руслового стока.

Для параметрического обеспечения расчетной модели Пермиловского месторождения был проведен специальный комплекс русловых геофизических и гидрогеологических работ, который позволил выделить более 30-ти однотипных, относительно однородных участков по условиям взаимосвязи ППВ и охарактеризовать их обобщенными параметрами гидрогеодинамического несовершенства водотоков (см. раздел 1.4.4). Кроме того, выделено 12 наиболее крупнодебитных родников и 6 очагов понорного поглощения поверхностных вод, для которых с помощью инструментальных определений их дебитов и соотношения уровней ППВ, согласно (1.45) и (4.26) рассчитаны параметры гидрогеодинамического несовершенства $A_{\text{род}}$ и A_n .

Гидрологические характеристики водотоков также были получены на основе предварительной типизации гидрографической сети с использованием более 100 гидрометрических измерений на створах, при этом на опорных постах проведены оценки коэффициентов Шези разными методами (рис. 4.1). Кроме того, для опорных, режимных постов получены коэффициенты нормированной кривой расхода типа (4.12) – для параметрического обеспечения альтернативной расчетной гидрологической модели водотоков (см. раздел 4.2.2). Анализ нормированных кривых $\bar{H}_p = f(P)$ показал, что они близки к линейному виду и описываются уравнением (4.12) без квадратичного члена a_2 , при схожих значениях коэффициента a_1 для 5-ти выделенных гидрологических районов на территории месторождения, что позволяет использовать для них средние величины $a_1 = 0.051 - 0.133$ [Гриневский, Штенгелов, 1988]. При этом результаты прогнозного моделирования, проведенного с использованием различных гидроло-

гических моделей водотоков (Шези и нормированной кривой расхода), практически идентичны (см. ниже).

Для этих же 5-ти гидрологических районов территории месторождения, отличающихся по ландшафтным условиям формирования гидрологического режима водотоков, количественно охарактеризована естественная сезонная изменчивость поверхностного стока – с использованием нормированных коэффициентов динамичности, рассчитанных, согласно (2.5), на месячном уровне по стационарным гидрометрическим постам.

Как уже отмечалось выше, принципиальная необходимость моделирования зависимого гидрологического режима водотоков при прогнозных расчетах эксплуатации подземных вод на Пермилковском месторождении обусловлена двумя причинами:

- необходимостью экологической оценки масштабов сокращения речного стока, позволяющей оценить допустимость негативного влияния эксплуатации подземных вод на речной сток;
- необходимостью адекватного учета изменения гидрогеодинамических условий на важнейших внутренних питающих границах потока подземных вод, во многом определяющих достоверность прогнозных расчетов водозабора.

Результаты прогнозного моделирования эксплуатации подземных вод на месторождении показывают значительное сокращение стока р. Ваймуга, особенно в период межени, когда на отдельных ее участках (в непосредственной близости от водозабора и ниже по течению) речной сток полностью перехватывается – рис. 4.4.

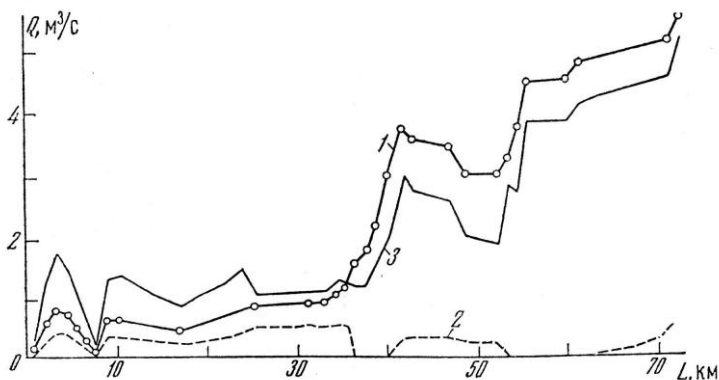


Рис. 4.4. Продольные эпюры расхода реки Ваймуга в естественных условиях среднегодовой водности (1) и по результатам прогнозного моделирования при водоотборе: для межени (2) и периода половодья (3) [Гриневский, Штенгелов, 1988].

Однако, такое критическое состояние стока не может являться достаточной основой для достоверной экологической оценки негативных последствий эксплуатации подземных вод. Несмотря на то, что *абсолютная величина* ущерба речному стоку на период стабилизации гидрогеодинамической обстановки остается практически постоянной в разные сезоны года (его суммарная величина примерно равна дебиту эксплуатации), *относительное сокращение* стока имеет существенно различные внутригодовые масштабы (рис. 4.5), что необходимо учитывать при экологических прогнозах.

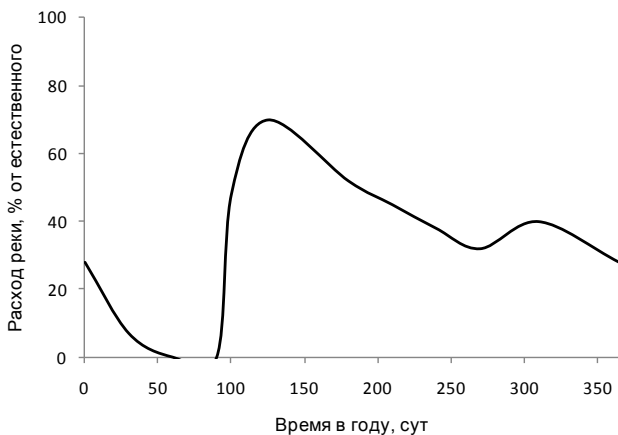


Рис. 4.5. Прогнозный годовой гидрограф реки Ваймуга (в % от естественного расхода) в створе водозаборного участка

Для иллюстрации балансово-гидрогеодинамической значимости процессов формирования зависимого гидрологического режима, прогнозное моделирование одного из вариантов эксплуатации подземных вод (на одном участке с суммарным дебитом 164 тыс. м³/сут) проведено в двух различных постановках: 1) при независимом (постоянном) и 2) зависимом гидрологическом режиме водотоков. Для наглядности сопоставления моделирование проведено при постоянном минимальном уровне водности.

В обеих постановках формирование прогнозного дебита эксплуатации подземных вод $Q_э$ при наступлении стационарного гидрогеодинамического режима происходит за счет одних и тех же балансовых составляющих: сокращения (инверсии) родникового стока (ИРД), инверсии русловой разгрузки подземных вод (ИРС) и привлечения поверхностного стока за счет непосредственной фильтрации из рек (ПР):

$$Q_э = \text{ИРС} + \text{ИРД} + \text{ПР}. \quad (4.28)$$

Однако, в зависимости от постановки прогнозных расчетов взаимосвязи ППВ, формирование балансовой структуры эксплуатационного водоотбора происходит по-разному - рис. 4.6 [Гриневский, 1991 б].

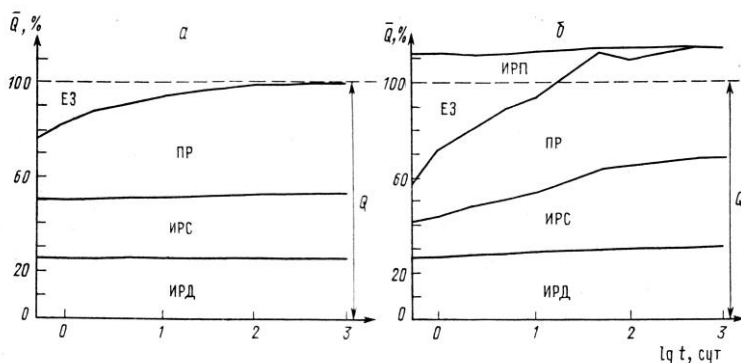


Рис. 4.6. Динамика прогнозной относительной балансовой структуры дебита эксплуатации (Q) во времени при моделировании: а) независимого гидрологического режима; б) зависимого гидрологического режима: ЕЗ – сработка емкости пласта; ПР – привлечение речных вод; ИРС – инверсия русловой разгрузки подземных вод; ИРД – инверсия родниковового стока; ИРП – изменение поглощения речных вод

- Во-первых, интенсивное сокращение речного стока существенно ограничивает формирование питания за счет фильтрации речных вод, что приводит к значительному расширению депрессии напоров по площади (рис. 4.7) и, в конечном итоге, компенсируется увеличением сработки емкостных запасов пласта (ЕЗ).
- Во-вторых, на расчетное время порядка 100 сут от начала работы водозабора при зависимом гидрологическом режиме прогнозируется заметное сокращение привлекаемого из реки расхода, поскольку именно в этот период на отдельных участках реки ее расход сокращается практически полностью. «Недостаток в питании» водозабора на этих участках компенсируется за счет дополнительной инверсии разгрузки подземных вод и еще более расширяет зону влияния водозабора.
- В-третьих, сокращение речного стока вызывает адекватное уменьшение питания водоносного горизонта в поглощающих понорах (ИРП), что формирует добавочную (к дебиту эксплуатации) расходную статью баланса:

$$Q_3 + \text{ИРП} = \text{ИРС} + \text{ИРД} + \text{ПР}, \quad (4.29)$$

и приводит к образованию дополнительного понижения уровня подземных вод.

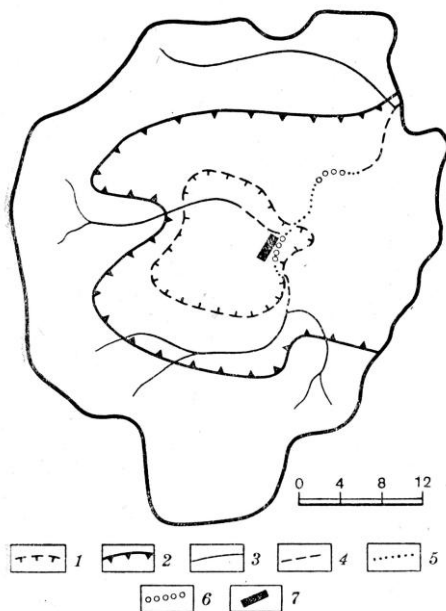


Рис. 4.7. Результаты сопоставления прогнозных расчетов. Расчетная область влияния водоотбора на межень: 1 – при независимом гидрологическом режиме; 2 – при зависимом гидрологическом режиме водотоков. Участки реки с относительным сокращением стока: 3 - <10%; 4 – 10-50%; 5 – 50-75%; 6 - >75%. 7 – участок водозабора

Результаты показывают, что учет формирующегося при водоотборе зависимого режима водотоков, при котором значительно меняются условия взаимосвязи ППВ, существенно влияет и на общую площадь развивающейся прогнозной депрессии напоров подземных вод – рис. 4.7 [Гриневский, 1991 б]. Область прогнозного гидрогеодинамического влияния водоотбора при учете сокращения речного стока гораздо обширнее, а максимальные понижения уровней подземных вод на участке водозабора в 2.5 – 3 раза больше.

Сопоставление относительных понижений уровня подземных вод в скважинах водозабора $\bar{S}$ на участках с различной степенью сокращения речного стока (за единицу приняты понижения, формирующиеся при расчетном независимом гидрологическом режиме водотоков) представлено на графиках – рис. 4.8.

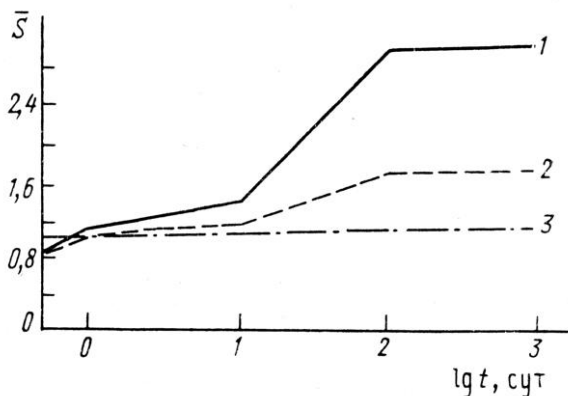


Рис. 4.8. Относительные понижения уровней подземных вод в водозаборных скважинах на участках с различной степенью сокращения речного стока: 1 — полного исчезновения; 2 — частичного; 3 — незначительного сокращения

В скважинах, располагающихся на участке с полным перехватом стока реки, различия прогнозных понижений максимальные (почти трехкратные), и в них хорошо прослеживается момент исчезновения стока (порядка 100 сут), выраженный на графике резким возрастанием понижения уровня подземных вод (рис. 4.8). На участке с частичным нарушением стока реки, формирующиеся за счет этого «дополнительные» понижения уровня подземных вод в скважинах составляют чуть больше 50%, а в скважинах верхнего по течению участка реки с минимальной степенью нарушения стока, прогнозные понижения уровня подземных вод для двух вариантов моделирования условий взаимосвязи ППВ практически не различаются.

Таким образом, рассмотренный пример иллюстрирует возможность возникновения существенных ошибок в прогнозных расчетах водоотбора, связанных с недоучетом процессов формирования зависимого гидрологического режима водотоков, которые, несомненно, отражаются и в итоговой величине эксплуатационных запасов подземных вод месторождения в целом.

Глава 5.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ВОДОЕМАМИ

5.1. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОЕМОВ

Модель взаимодействия подземных вод с водоемами основана на уравнении формирования естественного водного баланса проточного озера (как наиболее общего типа водоема), дренирующего поток подземных вод, (рис. 5.1 а) [Гриневский, 2003 а]):

$$P^+ - R + (O - E) + C_s = P^- \pm \frac{\Delta V}{\Delta t}, \quad (5.1)$$

где левая часть отражает приходные составляющие естественного баланса водоема: P^+ – приток речных вод; R – расход взаимодействия с потоком подземных вод (отрицательный по знаку при разгрузке подземных вод); O – осадки, выпадающие в пределах акватории; E – испарение с водной поверхности; C_s – поверхностный приток (склоновый сток) с площади водосбора водоема, а правая – сток из озера P^- и изменение его объема ΔV за некоторый период времени Δt .

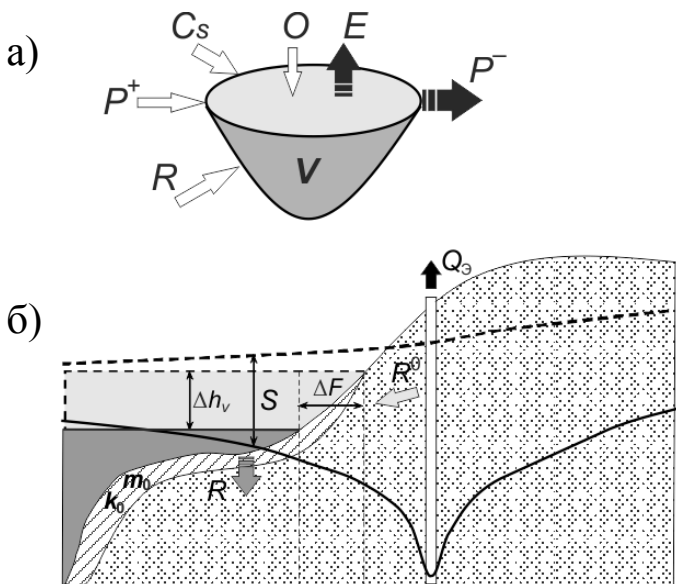


Рис. 5.1. Расчетная модель: а) водного баланса озера и б) изменения гидродинамических условий на урезе водоема

В многолетнем режиме водоема, при статистической норме метеоклиматических характеристик, его объем может рассматриваться постоянным – при $\Delta t \rightarrow \infty$, $\Delta V/\Delta t = 0$.

Среднегодовое *меженное* режим водоема также может характеризоваться постоянством объема воды и формируется под воздействием только меженного притока речных вод и подземного питания, которое обеспечивает сток из озера (при кратковременности минимальной межени испарением с поверхности водоема в этот период можно пренебречь):

$$P^+ - R = P^- \quad (5.1a)$$

Зависимый гидрологический режим водоема (см. разделы 1.7, 2.1) формируется под влиянием техногенного (чаще эксплуатационного) понижения уровня подземных вод S , нарушающего сложившийся водный баланс водоема. Происходящие при этом балансово-гидрогеодинамические процессы, так же, как и в главе 3, рассмотрим при стационарном состоянии естественных факторов.

Первоначально формирующаяся депрессия напоров подземных вод вызывает техногенное изменение расхода подземного питания водоема (по сравнению с естественным R^0) $\Delta R = R - R^0$, который на отдельных участках акватории может сократиться до 0 и поменять знак при возникновении привлекаемого фильтрационного потока из водоема (рис. 5.1 б). В многолетнем *меженном* состоянии водоема это вызывает адекватное изменение остальных составляющих водного баланса и приводит к сработке его объема:

$$\Delta R + \Delta P^- = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (5.2)$$

Во *внутригодовом* режиме водоема следует учитывать влияние понижения уровня подземных вод и на другие составляющие водного баланса водоема, за исключением поверхностного (склонового) питания C_s , режим которого можно считать независимым от понижений уровня подземных вод и гидрологического режима водоема.

С гидрогеодинамических позиций сработка объема воды озера означает изменение параметров граничного условия потока подземных вод – глубины водоема Δh_v (его уровня ΔH_r) и площади дна водоема ΔF , через которую осуществляется водообмен с подземными водами (рис. 5.1 б). Это, в свою очередь, отражается и на изменении расхода водообмена с подземными водами ΔR .

Кроме этого, изменение площади акватории ΔF вызывает адекватные преобразования и других составляющих водного баланса водоема, в частности, расходов выпадающих на поверхность озера осадков и испарения:

$$\Delta E = E_0 \Delta F \text{ и } \Delta O = O_0 \Delta F, \quad (5.3)$$

где E_0 и O_0 – интенсивность испарения и осадков соответственно.

Если понижения уровня подземных вод захватывают водосборную площадь выпадающего в водоем водотока, то это также приводит к сокращению притока речных вод ΔP^+ (см. главу 3).

Все это, в конечном итоге, формирует «техногенный», зависимый гидрологический режим водоема и проявляется в техногенном изменении стока из него ΔP^- и объема водоема ΔV . Таким образом, возникает нелинейный процесс перестройки балансово-гидродинамического режима ППВ, отдельные компоненты которого взаимовлияют друг на друга.

В процессе численного моделирования этих процессов на каждом временном шаге итерационным способом осуществляется последовательный подбор элементов баланса водоема и расхода взаимодействия ППВ. При этом принято, что «первичное» воздействие понижения уровней подземных вод, обуславливающее нарушение водного баланса озера, проявляется в изменении глубины водоема, которое далее приводит к сокращению площади его акватории. Расчетный алгоритм моделирования изменяющихся балансово-гидрогеодинамических условий акватории озера при этом сочетает интегральную оценку водного баланса для водоема в целом и дифференцированный расчет расходов водообмена с подземными водами для отдельных участков акватории, представленных блоками расчетной сетки, и состоит из следующих основных этапов [Гриневский, 2003 а].

1. На расчетное время t проводится решение уравнения фильтрации типа (1.1), в котором расход взаимосвязи подземных вод R для каждого i -го блока модели с водоемом рассчитывается согласно (1.5 и 1.46), исходя из уровня $(H_r)^{t-\Delta t}$ и площади дна водоема в блоке $F^{t-\Delta t}$ на предыдущий (на первом шаге начальный) момент времени:

$$R^t = \begin{cases} F^{t-\Delta t} (H_r^{t-\Delta t} - h^t), & \text{при } h^t > H_0 \\ F^{t-\Delta t} (H_r^{t-\Delta t} - H_0), & \text{при } h^t \leq H_0 \end{cases} \quad (5.4)$$

2. Далее производится итерационный расчет водного баланса водоема с учетом изменения его морфологических характеристик и стока из него, включающий следующие этапы.
 - Расчет вновь сложившегося водного баланса (5.1) с учетом изменения его интегральных составляющих и по всем n блокам с водоемом для оценки суммарного изменения объема водоема:

$$(P^+)^t + (O_0 - E_0)^t F^{k-1} - \sum_{i=1}^n R_i^t + C^t - (P^-)^{k-1} = \frac{\Delta V^k}{\Delta t}; \quad (5.5)$$

$$\text{при } k=1, \quad F^{k-1} = F^{t-\Delta t}; \quad (P^-)^{k-1} = (P^-)^{t-\Delta t}.$$

- Расчет площади и глубины акватории озера, соответствующих его новому объему. При этом принято, что площадь водной поверхности и дна озера равны. Оценка изменения глубины про-

изводится интегрально для всего водоема, а изменение площади акватории оценивается дифференцированно для каждого i -го «озерного» блока пропорционально изменению глубины в нем. Для этого изменение глубины водоема Δh_v сравнивается с «пороговыми» значениями глубины «озерных» блоков $h_{\min}$ и $h_{\max}$ (рис. 5.2) – тем самым моделируется постепенное осушение части акватории с учетом неравномерности профиля дна в пределах каждого блока:

$$\Delta h_v^k = \frac{\Delta V^k}{\sum_{i=1}^n \Delta F_i^{k-1}}; \text{ при } k=1, \sum_{i=1}^n \Delta F_i^{k-1} = 1. \quad (5.6)$$

$$\Delta h_v^t = \Delta h_v^{t-\Delta t} + \Delta h_v^k. \quad (5.7)$$

$$\Delta F_i^t = \begin{cases} 0, & \text{при } \Delta h_v^t \leq h_i^{\min} \\ F_i^0 \frac{\Delta h_v^t - h_i^{\min}}{h_i^{\max} - h_i^{\min}}, & \text{при } h_i^{\min} < \Delta h_v^t < h_i^{\max} \\ F_i^0, & \text{при } \Delta h_v^t \geq h_i^{\max} \end{cases}. \quad (5.8)$$

$$\Delta F_i^k = \Delta F_i^t - \Delta F_i^{t-\Delta t}; F^k = F^0 - \sum_{i=1}^n \Delta F_i^k. \quad (5.9)$$

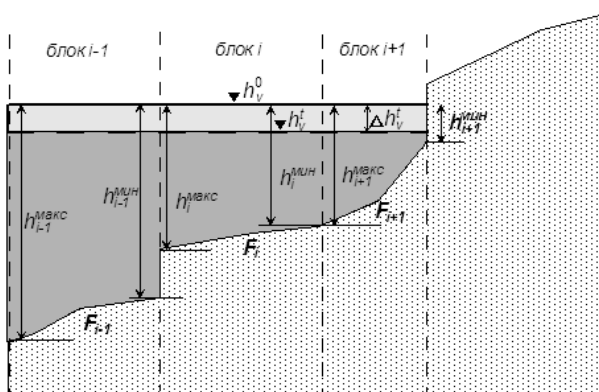


Рис. 5.2. Расчетная схема изменения площади дна водоема F в зависимости от его глубины h_v в границах блока модели

- Расчет стока из озера на основе балансового сочленения модели водоема с гидрологической моделью речного стока, основанной на уравнении Шези (см. раздел 4.2.1), в котором гидрологические параметры характеризуют исток реки:

$$(P^-)^k = \begin{cases} Ch^*b\sqrt{h^*I_0} & , \text{ при } \Delta h_v^t < h_p \\ 0 & , \text{ при } \Delta h_v^t \geq h_p \end{cases} ; \quad (5.10)$$

$$h^* = h_p^0 - \Delta h_v^t .$$

где h_p^0 – начальная глубина, а b , I_0 – ширина и уклон реки; C – коэффициент Шези.

Внутренний итерационный цикл завершается при согласовании элементов водного баланса и морфометрических характеристик водоема, когда разница расчетных глубин между итерациями менее 0.01 м.

3. Расчет уровня водоема $H_r^t = H_r^0 - \Delta h_v^t$ и переход к п. 1 - для расчетов на следующий момент времени $t = t + \Delta t$.

В результате, в ходе моделирования осуществляется пошаговая корректировка морфометрических параметров акватории озера по мере его осушения на основе оценки изменений водного баланса водоема.

Тестовый анализ такого алгоритма показал, что на сходимость итерационного процесса подбора глубины и площади водоема существенно влияет расчетный шаг по времени Δt . При этом, в случае бессточного водоема, когда $P^- = 0$, его гидрологический режим характеризуется гораздо большей динамичностью и требует использования меньшего расчетного шага по времени.

Рассмотренный алгоритм моделирования взаимодействия подземных вод с водоемами реализован в программе MCG (Гриневский, 2002).

Принципиально похожий алгоритм используется в расчетном пакете программы ModFlow LAK3 [Cheng, Anderson, 1993; Merritt, Konikow, 2000]. Здесь водоем может занимать несколько вертикальных блоков модели в зависимости от его глубины, однако осушение акватории водоема учитывается только с *блочной дискретностью* и осуществляется «отключением» блоков модели с водоемом, когда его уровень опускается ниже подошвы блока. Авторы также отмечают возможность возникновения счетных осцилляций итерационного решения в зависимости от расчетного шага по времени и для их минимизации используют средневзвешенную между временными интервалами глубину водоема, рассчитываемую с использованием задаваемого пользователем весового коэффициента.

Особого учета в расчетном алгоритме моделирования гидрологического режима водоема требует случай «внутреннего» осушения акватории и деления единого водоема на части [Merritt, Konikow, 2000] – рис. 5.3. В этом случае итерационный расчет интегральной глубины водоема, аналогичный рассмотренному в п. 2, должен производиться по каждому вновь образованному водоему в отдельности, что может приводить к различию уровней в них. В случае их повторного объе-

динения при подъеме уровня – вновь рассчитывается средняя глубина на всей акватории Δh_v^{cp} :

$$\Delta h_v^{cp} = \frac{\sum_{j=1}^m \Delta h_v^j F^j}{\sum_{j=1}^m F^j}, \quad (5.11)$$

где m – количество слившихся водоемов – рис. 5.3.

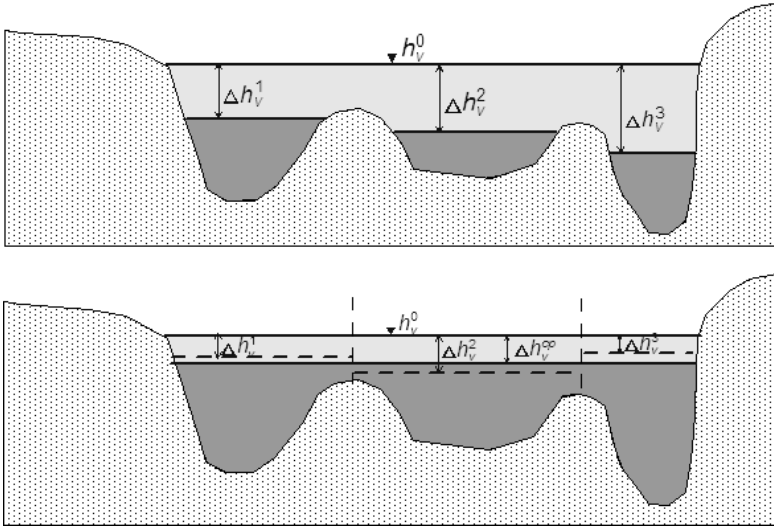


Рис. 5.3. Расчетная схема разделения и объединения водоема при изменении его глубины h_v

Моделируемые водоемы должны сочленяться с общей структурой речной сети на модели (см. раздел 4.3.2). В этом случае входной расход реки в водоем P_v^+ должен соответствовать расходу реки (P_p) в последнем (i -том) блоке соответствующего сегмента k , а расход стока из водоема P_v^- – расходу реки, поступающему в первый блок следующего сегмента:

$$P_v^+ = (P_p)_i^k ; (P_p)_1^{k+1} = P_v^- . \quad (5.12)$$

При эксплуатации подземных вод вблизи акваторий водоемов, формирование их зависимого гидрологического режима, согласно критериям (2.2 – 2.2а), также оказывает влияние на балансово-гидрогеодинамические условия водоотбора. При этом также сокращение глубины и площади акватории уменьшает балансовое поступление к водозабору с этого участка границы, что приводит к росту по-

нижения уровней подземных вод и расширению площади депрессии напоров в целом – принципе, аналогично процессам, рассмотренным ранее в главе 3, применительно к водотокам.

Пример построения такой модели и основные результаты моделирования рассмотрены далее на примере Пачужского месторождения подземных вод (Архангельская область).

5.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД У АКВАТОРИИ СТОЧНОГО ОЗЕРА НА ПРИМЕРЕ ПАЧУЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При оценке эксплуатационных запасов подземных вод Пачужского месторождения подземных вод (Архангельская область) рассматривался вариант расположения одного из участков проектного водозабора на берегу оз. Пачозеро [Гриневский, 2003 б; Grinevsky, Shtengelov, 2004].

Гидрогеологический разрез месторождения представлен четвертичными, карбонатными каменноугольными и терригенными вендскими отложениями, образующими единую гидравлически связанную водоносную толщу (рис 5.4).

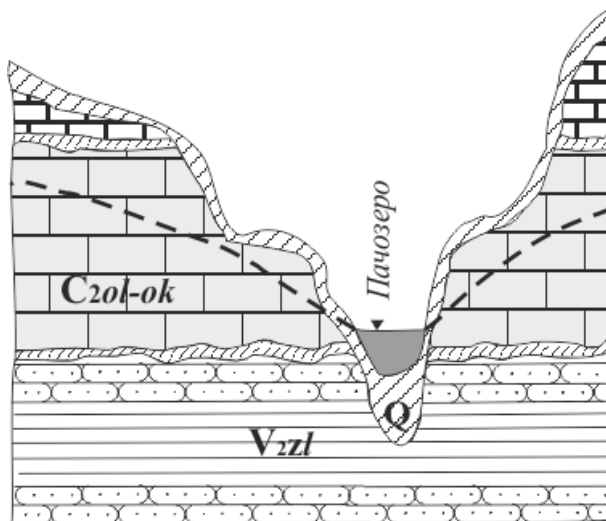


Рис. 5.4. Схематический гидрогеологический разрез бассейна оз. Пачозеро

Четвертичный покров на большей части территории маломощен или практически отсутствует, за исключением переуглубленной долины р. Пачуга, где мощность хорошо проницаемых песчано-гравийно-галечных отложений достигает 20 – 25 м. Карбонатный мас-

сив, представленный средневерхнекаменноугольными закарстованными известняками и доломитами олмужско-окуневской и кепинской свит мощностью до 40 м, слагает поверхность водоразделов, полностью прорезан речными долинами и в значительной степени сдренирован. В толще терригенных песчаников золотицкой свиты венда наиболее проницаемой является верхняя зона интенсивной экзогенной трещиноватости мощностью не более 50 м. Суммарная проводимость водовмещающих пород в долине р. Пачуга и оз. Пачозеро составляет 600 – 800 м²/сут. Закарстованные карбонатные отложения на водоразделах, залегающие практически на поверхности, обеспечивают хорошие условия инфильтрационного питания потока подземных вод местного формирования (до 280 мм/год), разгружающегося в акваторию озера и р. Пачуга.

Озеро Пачозеро, дающее начало р. Пачуга, имеет узкую вытянутую форму и состоит из двух котловин, соединенных «переузьем» (рис. 5.5). Протяженность его составляет 10,5 км при ширине от 100 до 300 м. Глубина озера весьма изменчива: от 20 – 25 м в локальных глубоких котловинах, очевидно, карстового происхождения, до 5 – 7 м – на участках их сочленения. Несмотря на обрывистые берега озера, на большей части акватории отмечается береговая отмель глубиной до 2 м и средней шириной 10 – 15 м. Общий объем воды в котловине озера, на основе изучения ее морфометрического строения (рис. 5.5), оценивается величиной порядка 7.7 млн. м³ [Гриневский, 2003 а].

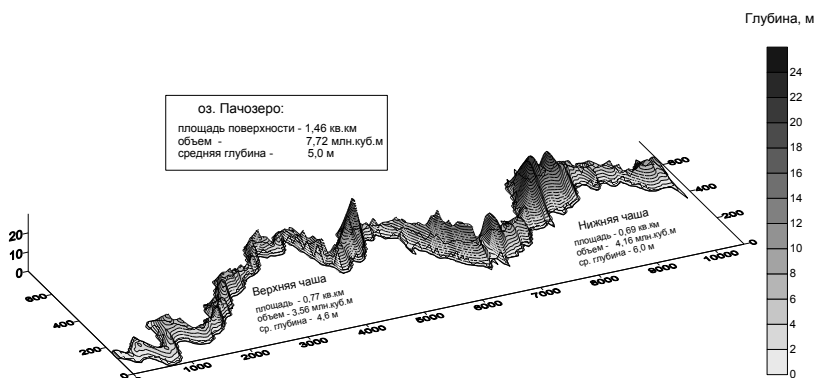


Рис. 5.5. Схема глубин и профиль дна оз. Пачозеро

Проектирование водозабора на берегу озера со значительными запасами воды предполагает использование поверхностных вод в качестве источника привлекаемых ресурсов, что неизбежно вызовет изменение условий естественного водного баланса водоема и может привести к негативным экологическим последствиям, связанным с его обмелением. Кроме того, процессы изменения балансово-

гидрогеодинамических условий взаимосвязи ППВ должны быть адекватно отражены при прогнозных расчетах водоотбора, что позволит достоверно оценить долю привлечения поверхностных вод в общем балансе эксплуатационных запасов месторождения.

Прогнозные расчеты вариантов проектной эксплуатации подземных вод с учетом ее воздействия на гидрологический режим озера проведены на локальной модели водосбора водоема (рис. 5.6) на основе программы MCG (Гриневский, 2002).

Как уже отмечалось (см. раздел 4.4), существующая практика прогнозных расчетов береговых водозаборов подземных вод при оценке эксплуатационных запасов предполагает максимально жесткую постановку – на уровне минимальной водности 95% вероятности превышения (ВП) [Боревский и др., 1989], что обеспечивает гарантированность водоподачи крупным водопотребителям. Для «приозерного» варианта водоотбора на рассматриваемом Пачужском МПВ такая постановка прогнозных расчетов исключает все процессы пополнения запасов озера, кроме подземного питания, которое должно рассматриваться также на уровне зимней межени 95% ВП.

По данным гидрометрических съемок расход минимального меженного подземного стока 95% ВП, формирующегося на водосборной площади в границах модели, характеризуется величиной $0.465 \text{ м}^3/\text{с}$, а суммарный расход разгрузки в озеро составляет $0.275 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5.6).

Как и следовало ожидать, прогнозные расчеты, проведенные в «жесткой» постановке, на уровень минимальной водности 95%ВП, позволяют обосновать максимально возможный «гарантированный» дебит эксплуатации подземных вод 24 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$, что соответствует величине меженного подземного питания озера. Увеличение прогнозного водоотбора приводит к прогрессирующим процессам истощения озера, приводящим к его обмелению.

Однако, очевидно, что постановка расчетов на уровне минимальной водности 95%ВП не отвечает реальной природной обстановке и не дает адекватной оценки реальных масштабов экологического влияния эксплуатации на гидрологический режим водоема. В действительности истощение запасов воды в озере будет существенно меньше за счет их сезонного восполнения в периоды половодья и снеготаяния, что дает возможность рассмотреть варианты увеличения водоотбора при определенных экологических ограничениях на изменение гидрологического режима водоема.

Отнесение процессов поверхностного питания «в запас надежно-сти» прогнозных оценок, как это делается для приречных месторождений, где основная часть паводкового поверхностного питания реки проходит транзитом в относительно короткие сроки, в случае с водоемом является неоправданным, в связи с аккумулярующей способностью озера.

ного питания, причем изучение последнего становится даже более важным, учитывая его большие объемы.

На первом этапе проведено моделирование естественных условий формирования подземного и поверхностного питания озера, а также стока из него, согласно (5.1), с учетом их внутригодовой многолетней изменчивости [Гриневский, 2003 б].

Сезонная динамика элементов водного баланса водоема описана на месячном уровне с использованием коэффициентов динамичности, рассчитанных согласно (2.5), при этом на основе многолетних данных получены их типовые внутригодовые распределения.

Среднегодовое внутригодовое изменение суммы осадков и испарения на площади акватории оз. Пачозеро отражает накопление твердых осадков на замерзшей поверхности озера (с октября по апрель) и их поступление на акваторию озера в мае месяце (рис. 5.7). Далее, в летние месяцы в балансе поверхностного питания озера преобладает испарение (отрицательная статья баланса).

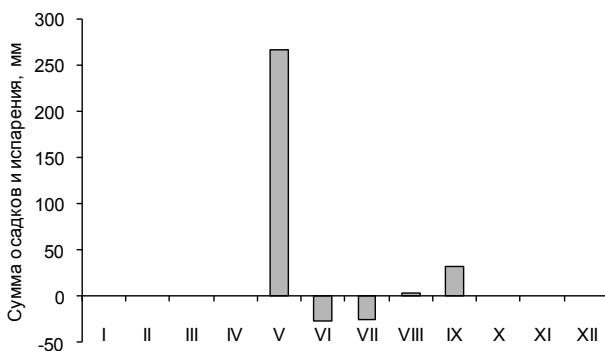


Рис. 5.7. Расчетное внутригодовое распределение месячной суммы осадков и испарения с поверхности озера.

Среднегодовое сезонное изменение инфильтрационного питания подземных вод, а также склонового поверхностного стока получена расчетным путем – на основе специального одномерного моделирования условий формирования водного баланса на поверхности водосбора (программа HELP [Schroeder и др., 1994]) на основе ландшафтных и метеоклиматических данных.

Соответствие расчетной модели формирования естественного водного баланса водосбора оз. Пачозеро природным условиям оценивалась по совпадению наблюдаемых и модельных уровней и расходов разгрузки подземных вод, а также на основе сравнения фактической (на водосборе-аналоге) и расчетной относительной внутригодовой

изменчивости речного стока (P_i/P_0 , где P_i – расход реки на i -тый месяц, а P_0 – среднегодовой расход) – рис. 5.8. При этом несколько меньшая расчетная динамичность речного стока для р. Пачуга связана с регулирующим влиянием озера Пачозеро в верховьях реки.

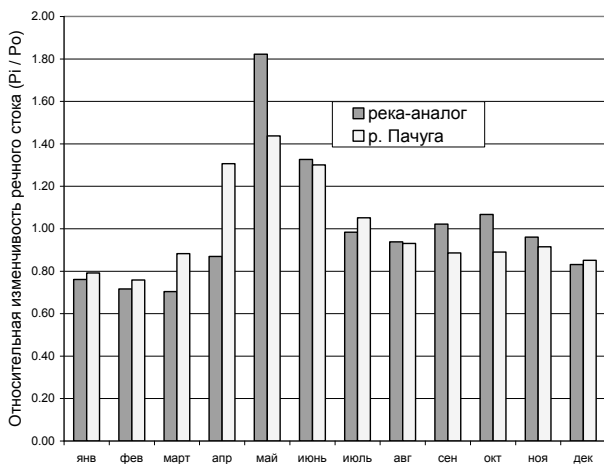


Рис. 5.8. Сопоставление модельной (р. Пачуга) и фактической (река-аналог) среднемноголетней внутригодовой динамичности речного стока.

По результатам моделирования естественный внутригодовой режим водоема характеризуется амплитудой колебания уровня порядка 0.6 м от среднегодового положения, а среднегодовой сток из озера составляет $0.472 \text{ м}^3/\text{с}$.

Целью дальнейших вариантов прогнозного моделирования эксплуатации подземных вод являлось обоснование его максимального постоянного в течение года дебита при допустимом нарушении водного режима акватории озера [Гриневский, 2003 б].

Экологически допустимый ущерб водоему определен из условия, что сток из водоема большую часть года должен сохраняться более 10% от среднегодовой величины, а период его полного отсутствия должен быть минимален. Это ограничение обеспечивает превышение среднемноголетнего питания озера над балансовым ущербом, вызванным водоотбором, что вызовет лишь незначительное обмеление водоема при сохранении близких к естественным годовых амплитуд колебаний его уровня (глубины). При этом сохраняется достаточно интенсивного обмена воды в чаше водоема в течение всего года, что наиболее полно отвечает «проточным» условиям и не приводит к необратимым экологическим последствиям (заболачивание акватории, смена биоценозов и т.д.).

Для обеспечения надежности прогнозных расчетов водоотбора проанализированы 100-летние расчетные ряды инфильтрационного питания и поверхностного стока на площади водосбора, в сумме определяющие условия формирования естественного стока из озера и для моделирования выделена наиболее маловодная 25-ти летняя серия, характеризующаяся средней водностью ниже нормы и высокой динамичностью стока (рис. 5.9).

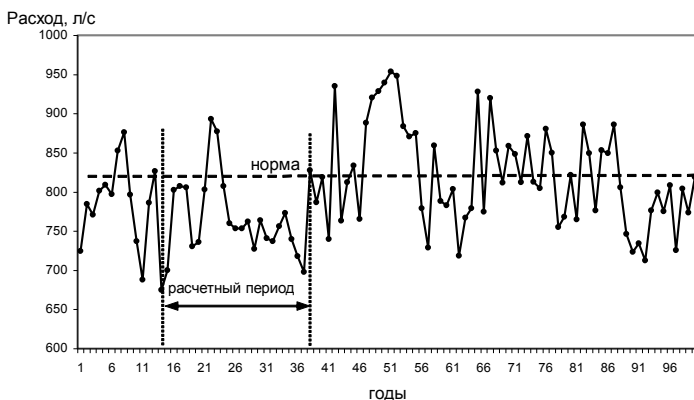


Рис. 5.9. Расчетный график изменчивости среднегодового стока из озера и 25-летний период, выбранный для прогнозного моделирования

В результате серии вариантов прогнозного моделирования обоснован допустимый объем эксплуатации подземных вод в количестве 31.1 тыс. м³/сут, при котором прогнозное сокращение глубины водоема не превышает 0,5 м (рис 5.10 а), а сток из озера сохраняется практически в течение всего расчетного периода (рис. 5.10 б). При этом на многолетнем уровне отмечается общая стабилизация режима водоема при незначительных циклических колебаниях уровней озера и стока из него, связанных с разной водностью лет.

Попытки увеличения водоотбора вызывают необратимые процессы обмеления водоема, при котором сток из озера практически полностью прекращается, за исключением наиболее многоводных лет, а сокращение глубины водоема заметно прогрессирует (рис. 5.10).

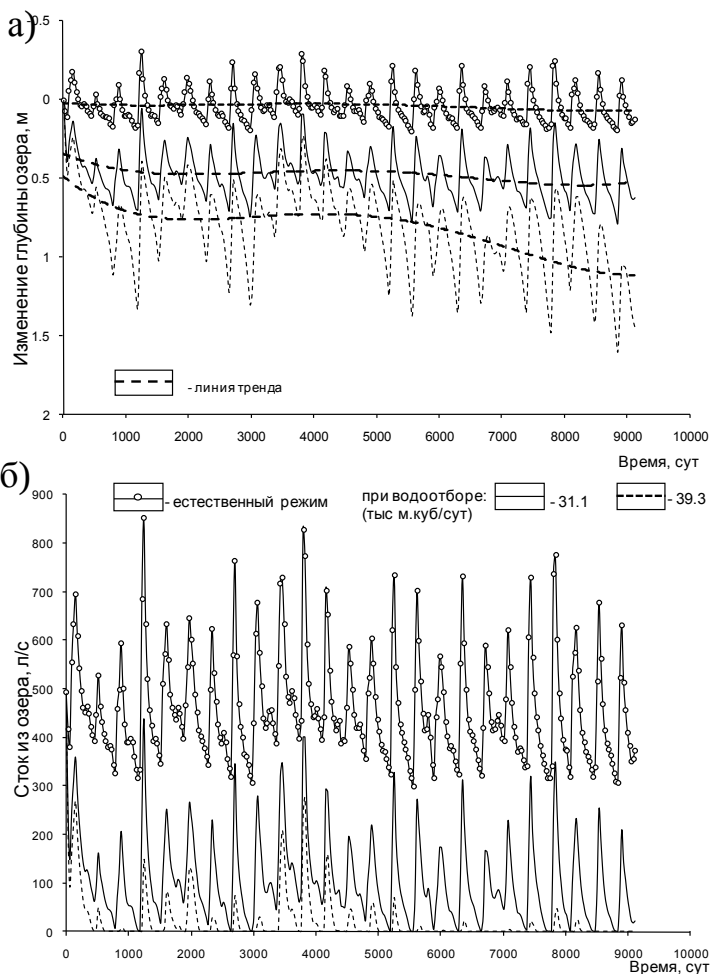


Рис. 5.10. Прогнозные результаты изменения глубины озера (а) и стока из него (б) при разных дебитах эксплуатации подземных вод в сравнении с естественным режимом

Характерно, что при этом существенно возрастают годовые амплитуды колебания уровня озера, максимальные значения которых приурочены к периодам отсутствия стока из водоема. Это соответствует условиям бессточного водоема, гидрологический режим которого характеризуется гораздо большей динамичностью – когда сезонные вариации питания водоема однозначно отражаются в изменении объема воды в нем. В целом, такие процессы обмеления озера обусловли-

вают и нестационарный режим уровней подземных вод в скважинах, характеризующийся прогрессирующим ростом понижений.

Таким образом, учет всех естественных факторов формирования водного баланса водоема позволяет обосновать эксплуатации подземных вод в количестве 31,1 тыс. м³/сут, что на 30% больше, чем при максимально «жестком» варианте расчета (24 тыс. м³/сут). При этом прогнозные среднееголетние месячные расходы стока из озера удовлетворяют принятым экологическим ограничениям, согласно которым сток из водоема большую часть года превышает «санитарный» расход – 10% от среднегодовой величины – рис. 5.11.

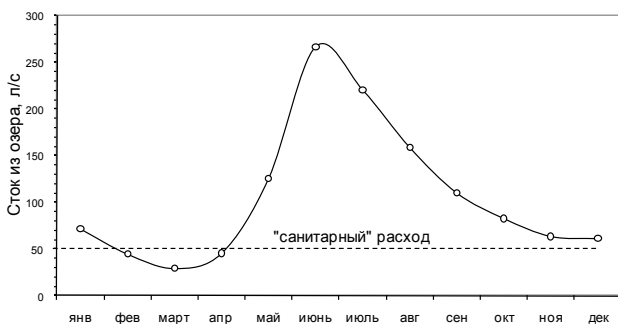


Рис. 5.11. Прогнозные среднееголетние месячные расходы стока из озера при водоотборе 31.1 тыс. м³/сут

Рассмотренные процессы формирования зависимого гидрологического режима и баланса водоема, как и в случае речного стока (см. главу 4), имеют не только экологическую значимость, но и важны с точки зрения адекватного отражения на модели изменений гидрогеодинамических условий на основной питающей границе фильтрационного потока, формирующегося в условиях эксплуатации подземных вод. Процессы сезонно-динамичного питания водоема за счет поверхностных и подземных вод обеспечивают восполнение сработанных запасов воды в озере, что означает ежегодную «реабилитацию» условий на этой питающей границе пласта.

Следует подчеркнуть, что для сточного водоема связь между суммарным питанием водоема и восполнением запасов воды в озере является нелинейной – за счет наличия стока из водоема; при этом не все суммарное питание водоема идет на восполнение запасов воды в нем. Именно нелинейность процессов восполнения запасов воды в водоеме не позволяет применять простые балансовые расчеты и требует постановки и проведения моделирования взаимодействия ППВ при зависимом гидрологическом режиме водоема, аналогично рассмотренному выше.

Глава 6

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ГЕОМИГРАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ

Так же, как и при геофильтрационном моделировании (см. главу 1), в геомиграционной модели однопластового конвективно-дисперсионного переноса процессы взаимосвязи ППВ представлены внешними или внутренними граничными условиями [Лукнер, Шестаков, 1986; МIRONENKO, Румынин, 2002]:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_i \frac{\partial c}{\partial x_i} \right) + v_i \frac{\partial c}{\partial x_i} + r c_r + w c_w + q c_q = n_s \frac{\partial c}{\partial t}; \quad (6.1)$$

$$n_s = n_0 + K_d \quad \text{или} \quad n_s = n_0 R_d ,$$

где c , c_r , c_w , c_q – концентрации мигранта в пласте, в поверхностных водах, поступающие с инфильтрационным питанием w и другими источниками q соответственно; v – скорость фильтрации; D – коэффициент дисперсии; r – удельный расход взаимодействия ППВ; n_0 , n_s – активная и эффективная пористость; K_d , R_d – коэффициент распределения и фактор задержки (retardation factor), учитывающие сорбционные процессы; t – время; x_i ($i = 1, 2$) – декартовы координаты.

Строго говоря, взаимодействие ППВ формирует внешнее или внутреннее граничное условие геомиграционного потока только в случае питания подземных вод за счет поверхностных (*питающие границы*). При этом наиболее часто используется граничное условие I рода с заданной постоянной или переменной во времени граничной концентрацией c_r :

$$c(t)|_{x=\Gamma} = \begin{cases} c_r \\ c_r(t) \end{cases}. \quad (6.2)$$

При сопоставимости процессов конвекции и дисперсии более корректным является граничное условие II рода, учитывающее диффузионно-дисперсионную составляющую массового потока [МIRONENKO, Румынин, 2002]:

$$\left| v c - D \frac{\partial c}{\partial x} \right|_{x=\Gamma} = r c_r(t). \quad (6.3)$$

Поверхностные водотоки и водоемы, являющиеся участками разгрузки подземных вод, соответствуют «отводящим» границам геомиграционной модели, для которых обычно считается допустимым условие II рода:

$$\left. \frac{\partial c}{\partial x} \right|_{x=\Gamma} = 0, \quad (6.4)$$

соответствующее нулевому диффузионно-дисперсионному потоку и предполагающее, что выход мигранта из модели осуществляется только конвекцией [Мироненко, Румынин, 2002].

На границах, являющихся областью разгрузки, необходимость задания граничных условий возникает только в тех случаях, когда дисперсионная (диффузионная) составляющая переноса превосходит конвективную, т.е. число Пекле Pe меньше 1:

$$Pe = \frac{L}{\alpha_l} < 1, \quad (6.5)$$

где L – характерный размер области фильтрации, α_l – дисперсивность, м.

Таким образом, основная специфика геомиграционного моделирования условий взаимодействия ППВ заключается в различных принципах схематизации поступления мигранта из поверхностных вод. При этом, в общем виде, можно выделить два основных подхода.

В первом, наиболее простом случае, массообмен с поверхностными водами схематизируется без учета процессов, происходящих на границе раздела ППВ - в донных отложениях (экранирующем слое).

Во втором случае, физико-химические процессы, происходящие при миграции вещества через экранирующие водоток (водоем) отложения, с разной степенью детальности учитываются при геомиграционном моделировании.

6.1. ГЕОМИГРАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ВОДОТОКАМИ И ВОДОЕМАМИ БЕЗ УЧЕТА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В данном, простейшем случае, как и при аналогичном геофильтрационном моделировании (см. раздел 1.1), принимается, что массовый фильтрационный расход из поверхностных вод мгновенно и при том же содержании мигранта поступает в водоносный пласт под водотоком (водоемом). При этом также не учитываются процессы массопереноса в зоне неполного водонасыщения под водотоком (водоемом) при свободной фильтрации.

Такая постановка моделирования взаимосвязи ППВ не накладывает практически никаких дополнительных условий на построение геомиграционных моделей, которые подробно рассмотрены в [Лукнер, Шестаков, 1986; Мироненко, Румынин, 2002; Лехов, 2010], – кроме способа и дискретности описания граничных условий типа (6.2 – 6.4).

В качестве примера гидрогеологических задач, в которых используется такая схематизация массообмена между ППВ, можно привести два наиболее часто используемых на практике случая.

Первый тип практических задач связан с расчетным обоснованием 2-го и 3-го поясов зоны санитарной охраны (ЗСО) береговых

водозаборов подземных вод методами моделирования и прогнозам качества отбираемой ими воды, формирующейся за счет смешения ППВ.

Согласно действующим нормативам [Санитарные правила..., 2002], размеры зон 2-го и 3-го поясов ЗСО определяются, исходя из расчетных изохрон (линий равного времени движения), ограничивающих площадь возможного поступления загрязнения к водозабору за время t^* . При этом, для участков береговых водозаборов, в пределах которых подземные воды имеют непосредственную гидравлическую связь с поверхностными и считаются незащищенными [Санитарные правила..., 2002], для расчетов ЗСО 2-го пояса $t^* = 400$ сут, независимо от климатической зоны, что ограничивает поступление микробного загрязнения. При расчетах ЗСО 3-го пояса t^* обычно принимается равным 25 годам (10000 сут) и ограничивает поступление химического загрязнения к водозабору.

Моделирование прогнозной области захвата водозаборного сооружения проводится при этом, используя расчетные траектории движения, полученные на основе поля напоров и функций тока по результатам решения геофильтрационной задачи [Шестаков, 1995]. Дальнейший расчет скорости продвижения мигранта использует простейшую схему поршневого вытеснения [Мироненко, Румынин, 2002], характеризующуюся единственным параметром эффективной пористости n_e , в котором, согласно (6.1), могут быть учтены и сорбционные свойства водовмещающих отложений.

Для проведения таких расчетов эффективным является использование базового пакета MODPATH [Pollock, 1994], входящего в состав программы ModFlow [Harbaugh и др., 2000] – см. раздел 7.2.

MODPATH – программа для вычисления траекторий движения условных частиц мигранта, произвольно задаваемых пользователем. Входной информацией для MODPATH являются скорости фильтрации подземных вод, полученные на основе геофильтрационного моделирования и хранящиеся в файлах результатов решения программы ModFlow, а также начальные координаты заданных пользователем условных частиц. При этом для нестационарных задач возможно использование нестационарного поля напоров и скоростей фильтрации. Далее, из начальных точек производится расчет траекторий в направлении или против фильтрационного потока на определенное (заданное) время. Для расчетов границ ЗСО используется обратный расчет траекторий (против фильтрационного потока, направленного к водозабору) – при этом конечные точки расчетных траекторий на заданное время t^* ограничивают пояс ЗСО.

Пример такого расчета 2-го пояса ЗСО проектного водозабора, состоящего из двух эксплуатационных скважин (№№ 9 и 9а), на Самбургском водозаборном участке (см. раздел 2.3, рис. 2.3) приведен на рис. 6.1.

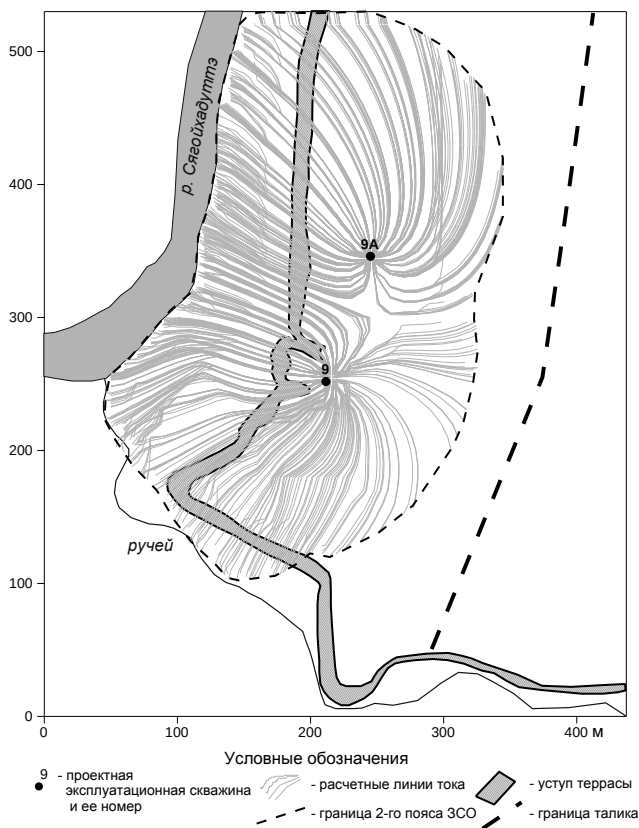


Рис. 6.1. Расчетные траектории движения условного нейтрального мигранта за время 400 сут, ограничивающие площадь 2-го пояса ЗСО на Самбургском водозаборном участке

Уточнение расчетов возможно за счет дополнительной оценки времени миграции через экранирующие русло или дно водоема отложения при подпертой или свободной фильтрации из него:

$$t_f = \begin{cases} \frac{n_3 m_0^2}{k_0 \Delta h_r}, & \text{при } h > H_0 \\ \frac{n_3 m_0^2}{k_0 (h_p + m_0)}, & \text{при } h \leq H_0 \end{cases}, \quad (6.6)$$

где m_0 , k_0 – мощность и коэффициент фильтрации экранирующих отложений; Δh_r – разность напоров ППВ; h_p – глубина реки (водоема); H_0 – уровень отрыва (смены подпертого режима фильтрации на сво-

бодный). В этом случае расчетное время t^* , ограничивающее размер поясов ЗСО, уменьшается на величину t_f .

При обоснования границ ЗСО используются также *аналитические* методы, основанные на интегрировании скоростей фильтрации, полученных из аналитических решений уравнений фильтрации к водозаборным скважинам [Лапшин, Орадовская, 1983; Орадовская, Лапшин, 1987]. Их использование, однако, ограничивается простыми схемами гидрогеологических условий и водозаборных сооружений:

- одиночная скважина или линейный ряд скважин;
- направление потока подземных вод параллельно или перпендикулярно водоему;
- плановая однородность фильтрационных и миграционных параметров.

Расчетные конфигурации границ поясов ЗСО, полученные аналитическими методами, в большинстве случаев имеют форму правильных геометрических фигур, часто завышающих размеры ЗСО.

На месторождениях приречного типа [Боревский и др., 1989] питающие береговые водозаборы участки водотоков или водоемов всегда оказываются в пределах границы 3-го пояса ЗСО. В случае, если поверхностные воды загрязнены, проводится прогнозный расчет формирования качества добываемой на месторождении воды на основе геомиграционного моделирования согласно (6.1).

Параметрами геомиграционных моделей в этом случае, помимо эффективной пористости пород, являются коэффициенты продольной и поперечной дисперсивности α_l и α_s , а на границе (водотоке или водоеме) задается изменчивость концентрации загрязняющего вещества на расчетный срок прогноза, согласно (6.2 – 6.3).

Для таких расчетов как в России, так и за рубежом эффективно используется программа MT3DMS [Zheng, Wang, 1998], на пре- и пост-процессорном уровне связанная с программой моделирования геофильтрации ModFlow [Harbaugh и др., 2000] – см. раздел 7.2.

MT3DMS – программа трехмерного моделирования конвективно-дисперсионного массопереноса с учетом линейной и нелинейной сорбции, распада и двойной пористости [Zheng, Wang, 1998]. Последние версии программы позволяют также производить расчеты многокомпонентной миграции загрязняющих веществ без химических реакций между отдельными компонентами. MT3DMS основана на вычислительных алгоритмах, минимизирующих численную дисперсию при решении задачи конвективно-дисперсионного переноса.

Второй тип задач часто связан с прогнозированием распространения загрязнения в потоке подземных вод за счет фильтрационных потерь из отстойников и шламохранилищ на площадках промышленных предприятий и оценки возможности загрязнения поверхностных водоемов и водотоков.

В этом случае промышленный водоем-накопитель рассматривается как питающая граница геомиграционной модели, на которой задаются условия поступления мигранта, согласно (6.2 – 6.3).

Важной особенностью геомиграционного моделирования распространения промышленных стоков в потоке подземных вод является учет повышенной (сульфаты, хлориды) или пониженной (нефтепродукты) плотности фильтрующихся жидкостей [Мироненко, Румынин, 2002]. Также в таких задачах нередко приходится учитывать деструкцию ряда токсичных и радиоактивных элементов в составе загрязняющих веществ, которая в исходном уравнении геомиграции (6.1) описывается дополнительным членом $(-\lambda c)$, где λ – параметр деструкции (распада). Кроме того, таким же образом может быть учтена инактивация (деструкция) патогенных микроорганизмов [Шестаков и др., 2009].

При моделировании распространения загрязнителя с потоком подземных вод естественные водотоки и водоемы являются «выходными» границами миграционного потока, и необходимость задания на них граничных условий определяется согласно (6.5).

Примером таких расчетов, выполненных с помощью программы MT3DMS [Zheng, Wang, 1998], являются результаты геомиграционного моделирования, проведенного с целью оценки возможности загрязнения реки за счет фильтрационных потерь из шламонакопителей одного из предприятий химической промышленности, расположенных в пределах заливной поймы – рис. 6.2.¹

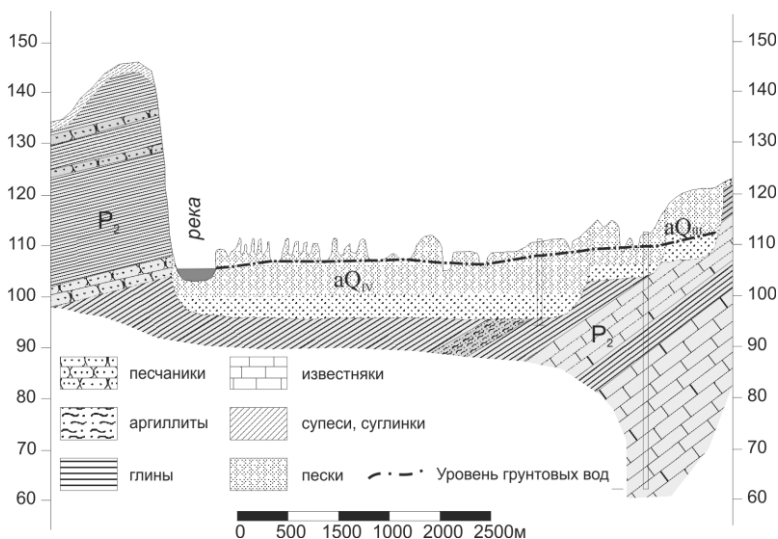


Рис. 6.2. Гидрогеологический разрез поймы реки на участке расположения шламонакопителей (материалы ФГУ ГП «Гидроспецгеология»)

¹ Материалы предоставлены ФГУ ГП «Гидроспецгеология»

Результаты расчётов показали, что за время работы предприятия фронт распространения пилотного загрязнителя (хлор-иона) не доходит до реки (рис. 6.3). Это означает, что подземные воды, непосредственно разгружающиеся в русло реки, не могут быть причиной высокого содержания хлор-иона в речных водах. Вероятной причиной загрязнения реки могут являться ее пойменные разливы в половодье (рис. 6.4), при которых происходит промывка загрязненных пойменных озёр, объясняющая anomalно высокое содержание хлор-иона в речных водах в этот период (рис. 6.5).

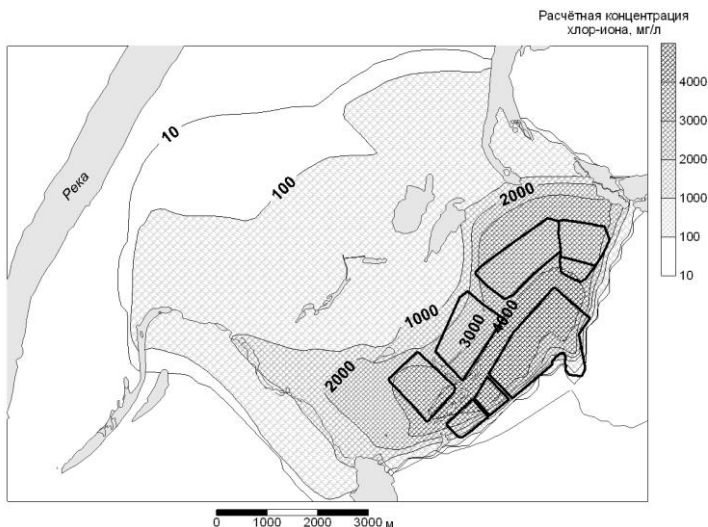


Рис. 6.3. Результаты прогнозного моделирования распространения хлор-иона в потоке подземных вод от шламонакопителей за период работы химического предприятия (по А.А. Куваеву, М.Е. Семенову, К.А. Хихол, ФГУ ГП «Гидроспецгеология»)

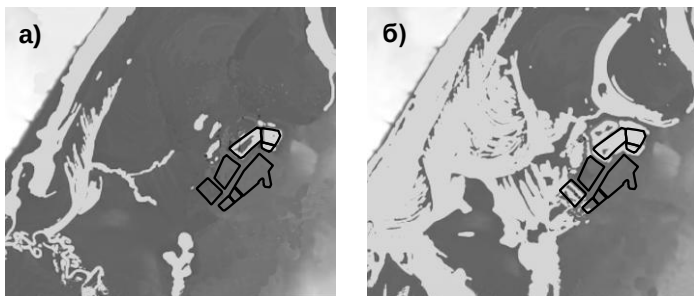


Рис. 6.4. Гидрография реки на участке шламохранилищ а) в межень; б) в половодье

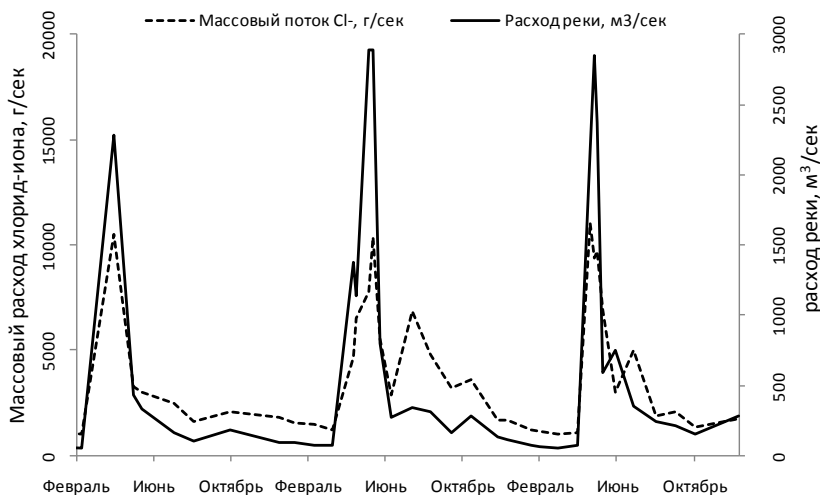


Рис. 6.5. Трехлетний гидрограф реки и содержание хлор-иона в речных водах

При поступлении загрязняющего вещества (контаминанта) в водоток шириной b и глубиной h_p , в нем выделяются три характерные зоны [Шестаков, Поздняков, 2000]:

- первоначального смешения, размером l_s^0 , в пределах которой контаминант распространяется до противоположного берега водотока:

$$l_s^0 = 15 \frac{b^2}{h_p}; \quad (6.7)$$

- частичного смешения, где происходит постепенное выравнивание концентрации загрязняющего вещества по ширине реки;
- полного смешения, находящейся на расстоянии l_s , в которой концентрация контаминанта c становится практически постоянной по всему сечению водотока с расходом P :

$$l_s = 120 \frac{b^2}{h_p}; \quad c = c_p + \frac{c^0 Q^0}{P}, \quad (6.8)$$

где c^0 – поступающая в водоток концентрация загрязняющего вещества с расходом Q^0 ; c_p – «фоновое» содержание контаминанта в водотоке.

6.2. ГЕОМИГРАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОД-ЗЕМНЫХ ВОД С ВОДОТОКАМИ И ВОДОЕМАМИ ЧЕРЕЗ ДОННЫЕ (ЭКРАНИРУЮЩИЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Геомиграционные и физико-химические процессы, происходящие в донных отложениях при взаимодействии ППВ, могут быть отражены в двух различных постановках геомиграционного моделирования.

В первом, простейшем случае донные или экранирующие водоток (водоем) отложения выделяются в отдельный слой модели и характеризуются своими геомиграционными параметрами, важнейшим из которых является эффективная пористость n_e , отражающая сорбционные и ионно-обменные свойства отложений, согласно (6.1). В частности, для илистых донных осадков водоемов характерно преобразование нитратных компонентов и значительное усиление сорбции патогенных микроорганизмов [Шестаков и др., 2009] – что особенно важно при модельных оценках границ ЗСО 2-го пояса (см. раздел 6.1).

Такая постановка моделирования, позволяющая учесть миграцию в слое донных отложений, не отличается особенной спецификой – за исключением соответствующей дискретности сеточной аппроксимации расчетной области как плане, так и в разрезе.

В последнее время, особенно в зарубежных исследованиях, отмечается повышенное внимание к изучению сложных процессов водо- и массообмена в пограничной зоне между дном реки и грунтовыми водами – зоне гипорейка, где формируются особые условия физического водообмена, протекания химических реакций и «микробиологического взаимодействия» ППВ [Шестаков и др., 2009].

Однако, «полномасштабные» математические модели зоны гипорейка еще находятся в стадии разработки, и в прикладных исследованиях чаще используются локальные модели физико-химических процессов, происходящих в слое донных (экранирующих) отложений при фильтрации через них поверхностных вод. Результаты расчетов на таких локальных моделях, представленные массовыми расходами мигранта, поступающими на уровень грунтовых вод («выходная» граница локальной модели), формируют граничные условия (6.2 – 6.3) региональной (объектной) геомиграционной модели.

Примером такого «этапного» геомиграционного моделирования являются исследования по изучению миграции железа при взаимодействии ППВ на участке берегового водозабора г. Воронеж, выполненные Е.С. Казак [Казак, 2010].

Береговой водозабор г. Воронеж расположен на правом берегу Воронежского водохранилища и представлен линейным рядом скважин. Водозабор эксплуатирует безнапорный неоген-четвертичный

водоносный горизонт мощностью 30 – 40м, сложенный песками с включением гальки и маломощными прослоями глин и суглинков. Формирование эксплуатационного водоотбора на 91% происходит за счет привлечения поверхностных вод Воронежского водохранилища и лишь на 9% – за счет естественных ресурсов неоген-четвертичного горизонта [Ван Пин, 2008].

В водозаборных скважинах фиксируется превышение содержания железа – на порядок и более выше предельно допустимой концентрации (ПДК); при этом при удалении скважины от водохранилища, концентрации железа и марганца снижаются. При этом железо представлено в лабильной (нестабильной), преимущественно двухвалентной форме ($Fe_{\text{лаб}}$), в коллоидной форме $Fe_{\text{кол}}$ (0 – 17% от содержания общего железа $Fe_{\text{общ}}$) и в виде органических комплексов $Fe_{\text{комп}}$ (2 – 83% от $Fe_{\text{общ}}$).

Содержание лабильного (нестабильного) железа в поверхностных водах Воронежского водохранилища не превышает ПДК, а его концентрация в органических комплексах $Fe_{\text{комп}}$ достигает 28 ПДК. Концентрация железа во взвеси воды водохранилища увеличивается с глубиной водоема и достигает в придонном слое 8.3 мг/л.

На границе «поверхностные воды – донные отложения» происходит резкая смена окислительных условий на восстановительные, что способствует накоплению железа, содержание которого вниз по разрезу донных отложений увеличивается. При этом как в поверхностных, так и в поровых водах донных осадков 78 – 97% общего железа находится в виде органических комплексов.

Относительное содержание железа в твердой фазе водовмещающих песчаных пород водоносного горизонта составляет 0.22%, что более чем на порядок меньше этого содержания в донных отложениях.

В фоновом (естественном) составе подземных вод неоген-четвертичного водоносного горизонта, до строительства водозабора разгрузавшегося как родниками, так и в Воронежское водохранилище, содержания железа не отмечалось.

Таким образом, целью постановки геомиграционного моделирования на данном объекте являлось проверка гипотезы о формировании повышенного содержания железа в скважинах водозабора за счет трансформации поверхностных вод водохранилища в процессе ее фильтрации через донные отложения, при которой происходит перераспределение железа между твердой и жидкой фазами, и последующей миграции этой воды в пласте.

Моделирование проведено в несколько этапов.

На первом этапе геофильтрационного моделирования были получены характерные скорости вертикальной фильтрации через донные отложения, уменьшающиеся при удалении от береговой зоны водохранилища от 0.18 м/сут до 0.002 м/сут, которые формируют условие на нижней границе локальной модели донных отложений.

На втором этапе моделирования использована *одномерная модель многокомпонентной миграции* через однородные по составу донные отложения, состоящая из блока гидрогеохимических взаимодействий и трансформаций и блока многокомпонентного массопереноса (без учета диффузионных процессов) [Казак, 2010].

Гидрогеохимическая система модели включает:

- твердую фазу – донные отложения (плотность 1.58 г/см³ и пористость 0.35), состоящие из инертной матрицы и растворимой части, включающей органическое вещество (условная формула {CH₂O} = 7.00 моль/л), гетит (FeOOH = 2.00 моль/л), сидерит (FeCO₃ = 0.42 моль/л), кальцит (CaCO₃ = 1.13 моль/л), кварц (SiO₂ = 51.00 моль/л);
- жидкую и газообразную фазы – поровую воду донных отложений, приведенную в равновесие с обозначенной твердой фазой (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Исходный состав поверхностной и поровой воды для термодинамического моделирования [Казак, 2010]

Наименование	Единица измерения	Поверхностная вода Воронежского водохранилища	Поровая вода донных отложений
temp	°C	16	15
pH		8.33	7.25
Eh	мВ	10.3	-129.3
pe		0.18	-2.28
O ₂		0.2	
HCO ₃ ⁻	моль/л	0.00456	0.0056
SO ₄ ²⁻		0.00052	0
Cl ⁻		0.00083	0.00073
NO ₂ ⁻		0.00000028	0
NO ₃ ⁻		0.0000048	0
PO ₄ ³⁻		0.000014	0.00003
Ca ²⁺		0.00149	0.00595
Mg ²⁺		0.00083	0.00007
Na ⁺		0.00181	0.00181
Fe _{общ}		0.0000018	0.0000975
Mn		0.0000036	0.0000330
NH ₄ ⁺		0.000031	0.000580
ФК ²⁻		0.00032	0.00032

Гидрогеохимическая система открыта к CO₂, H₂S и CH₄, закрыта к поступлению O₂.

В случае пересыщения раствора в системе задавалась возможность выпадать в виде твердой фазы сидериту, но кинетика его осаждения

не рассматривалась. Содержание сорбированного железа в системе было принято равным 1 % от общего.

В качестве основных процессов, отвечающих за перераспределение форм железа, рассматривалась сорбция железа, восстановление гидроксида железа растворенным органическим веществом и переосаждение части освободившегося железа как сидерит. При этом в модели не учитывается накопление новых порций донных отложений в ходе процессов седиментации взвешенного вещества воды водохранилища; не рассматриваются коллоидные формы железа (учитываются только лабильные и органические комплексы), и процессы сорбции на органическом веществе.

Моделирование на расчетный срок 50 лет проведено при различных скоростях фильтрации воды водохранилища через донные отложения, полученные по результатам первого этапа.

Расчеты выполнялись с помощью программного пакета PHREEQC-2 [Parkhurst, Appelo, 1999] с основной базой данных wateq4f.dat, которая была дополнена константами комплексообразования двух- и трехвалентного железа с фульвокислотами (ФК²).

В ходе термодинамического моделирования удалось воспроизвести основные процессы, отвечающие за накопление и перераспределение железа в донных отложениях, и получить выходные концентрации железа в зависимости от скорости фильтрации воды водохранилища (рис. 6.6).

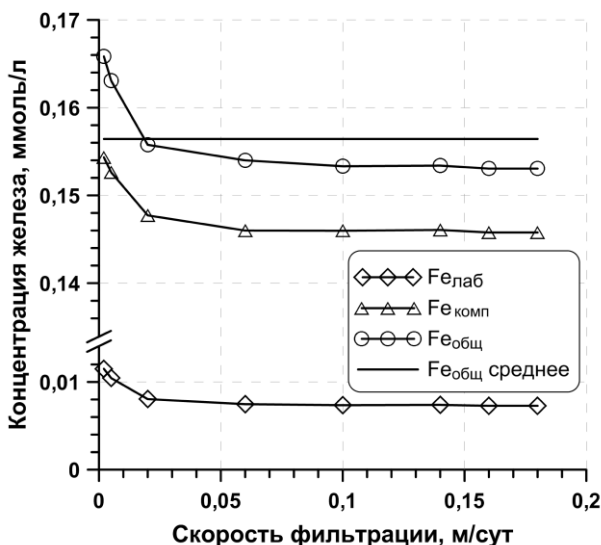


Рис. 6.6. Изменение выходной концентрации железа из колонки донных отложений в зависимости от скорости фильтрации воды водохранилища (по Е.С. Казак)

Их анализ показывает, что чем больше скорость фильтрации, тем быстрее происходит восстановление гетита в колонке донных отложений, и при малых скоростях больше растворенного железа поступает из донных отложений; однако, начиная со скорости 0.04 м/сут, наблюдается постоянная выходная концентрации железа (рис. 6.6).

Таким образом, проведенные термодинамические расчеты по вышеописанной модели многокомпонентной миграции с принятыми допущениями подтвердили возможность протекания процессов мобилизации и перераспределения железа между жидкой и твердой фазой донных отложений в процессе фильтрации через них воды водохранилища. При этом для следующего этапа моделирования миграции железа в пласте можно использовать в качестве граничного условия под ложем водохранилища выходную концентрацию железа, равную примерно 0.156 ммоль/л для всех скоростей фильтрации и постоянную в течение всего срока работы водозабора.

На третьем этапе моделирования использована региональная (объектная) геомиграционная модель участка водозабора, в которой рассматривался однокомпонентный перенос общего растворенного железа от водохранилища к водозаборным скважинам. При этом гидрогеохимические взаимодействия в водовмещающем пласте не рассматривались, и миграция $Fe_{\text{общ}}$ моделировалась, как перенос нейтрального компонента.

В качестве начального условия задана нулевая концентрация $Fe_{\text{общ}}$, что отвечает условию его отсутствию в естественном потоке подземных вод. На границе модели – участке акватории водохранилища задана средняя поступающая из донных отложений концентрация железа 0.156 ммоль/л, полученная по результатам моделирования 2-го этапа.

В результате моделирования за время с начала работы водозабора, получено, что, в целом, расчетные концентрации содержания железа на участке водозабора соответствуют фактическим; при этом так же, как и по данным наблюдений, его содержание уменьшается при удалении от береговой линии водохранилища.

Глава 7

ОБЗОР ПРИНЦИПОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ДЕЙСТВУЮЩИХ ПРОГРАММАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОФИЛЬТРАЦИИ

Водотоки и водоемы являются важнейшими гидрогеодинамическими границами фильтрационного потока подземных вод, и процессы взаимосвязи ППВ, в той или иной модельной схематизации, отражаются практически во всех математических моделях геофильтрации, лежащих в основе действующих программ моделирования.

При решении большинства практических гидрогеологических задач моделирование процессов взаимодействия ППВ проводится в постановке, когда гидрологический режим водотоков и водоемов схематизируется, как *независимый* (см. 2.1). По этой причине моделирование *зависимого* гидрологического режима водотоков и водоемов (см. главу 3), требующее подключения к модели фильтрации той или иной модели водотока (см. главу 4) и (или) водоема (см. главу 5) реализуется чаще всего как «опция» настройки основного алгоритма.

При рассмотрении *независимого* гидрологического режима водотоков и водоемов математическая модель взаимодействия ППВ, использующаяся в разных алгоритмах, практически однотипна и отвечает условиям (1.5), а все различие программных комплексов в этом случае определяется формой исходной информации, принципами схематизации временной изменчивости независимого гидрологического режима водотоков и водоемов, а также пре- и пост-процессорной обработкой. В этой связи в данной главе рассматриваются программные комплексы, позволяющие моделировать условия как независимого, так и зависимого гидрологического режима водотоков и водоемов.

7.1. ПРОГРАММНЫЕ РАЗРАБОТКИ КАФЕДРЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА

Программы MCG и РЕЧКА [Гриневский, 1993, 2002] разрабатывались на кафедре гидрогеологии МГУ, главным образом, с целью дополнения «стандартных» алгоритмов взаимодействия ППВ учетом зависимого гидрологического режима водотоков и водоемов практически параллельно с аналогичными зарубежными пакетами, и определенное время эти программы активно использовались в научных исследованиях, учебной и производственной деятельности. В последние годы, в связи с облегчением доступа к профессиональным зарубежным программным комплексам моделирования, эти разработки во многом потеряли свою актуальность, главным образом, из-за ограни-

ченных возможностей развития пре- и постпроцессорного обслуживания. Вместе с тем они принципиально не уступают зарубежным аналогам и, а в некоторых случаях, как это отмечалось выше (см. разделы 2.3, 4.2) в них реализованы альтернативные подходы к моделированию процессов взаимодействия ППВ.

7.1.1. Программа РЕЧКА

Программа РЕЧКА (Гриневский, 1993) моделирует условия однопластовой плановой напорно-безнапорной фильтрации в условиях взаимодействия подземных вод и водотоков при зависимом гидрологическом режиме. Алгоритм программы использует метод прогонки по неявной разностной схеме для прямоугольных сеток. В качестве модели речного стока при этом используется гидрологическая модель, основанная, в зависимости от версии программы, либо на уравнении Шези, либо на нормированной кривой расхода (см. раздел 4.2).

Моделирование может вестись как относительно полных величин напора, так и в величинах понижения уровня подземных вод (см. раздел 4.3.1). Гидрогеодинамические условия взаимосвязи ППВ отвечают уравнениям (1.5) и (3.3), при этом процессы влагопереноса в ненасыщенной зоне под водотоком при свободной фильтрации не учитываются. В качестве характеристики гидрогеодинамического несовершенства водотока используется расчетная величина A для блока модели, которая предварительно рассчитывается по соответствующим зависимостям для широкой или узкой реки (см. раздел 1.4) и в процессе моделирования не изменяется.

Структура речной сети описывается специальной матрицей - строго сверху вниз по течению реки, начиная с притоков; при этом ее разделение на сегменты может соответствовать географическому делению на притоки. Каждый блок модели может представлять только один сегмент водотока, за исключением устьев притоков. Параллельное нахождение двух сегментов речной сети в одном блоке не допускается; разветвление русла также не предусмотрено.

Предусмотрен следующий состав исходной гидрологической информации в каждом блоке модели, зависящий от используемой при моделировании гидрологической модели водотока.

- При использовании модели Шези – расход P , ширина b , уклон I_0 , коэффициент Шези C . Начальная глубина водотока рассчитывается из уравнения Шези (4.7) согласно заданным гидрологическим параметрам. Значения b , I , C при моделировании не изменяются.
- При использовании нормированной кривой расхода (4.12) – нормированные глубина и расход $\bar{h}_p$ и $\bar{P}$; при этом коэффициенты кривой a_1 и a_2 , а также тип геометрической формы русла (пря-

моугольная, треугольная или трапецеидальная (см. раздел 4.2.2) задаются для всего сегмента реки.

Реализация изменчивости независимых факторов формирования речного стока во времени (склоновый сток, внешние входящие расходы) предусматривает как абсолютный, так и циклический режим изменчивости. При этом при циклическом характере изменчивости поверхностного питания она описывается линейной нормированной функцией коэффициентов динамичности (см. раздел 2.3), которая задается для одного или нескольких сегментов реки, для чего каждому речному сегменту присваивается также определенный тип динамичности поверхностного питания. Осадки и испарение с водной поверхности водотоков как отдельная статья их баланса не учитываются и могут быть заданы в сумме с поверхностным (склоновым) питанием.

В качестве особых форм взаимодействия ППВ в программе реализованы родники (см. раздел 1.5) и участки концентрированного (очагового) поглощения поверхностных вод (см. раздел 4.4), дебит которых зависит от уровня (понижения уровня) подземных вод; при этом они вписываются как притоки-оттоки в модельную конфигурацию речной сети.

По результатам моделирования состояние речной сети характеризуется расчетными значениями расходов и соответствующих глубин водотоков.

7.1.2. Программа MCG

Программа MCG (Гриневский, 2002) моделирует пространственную многопластовую напорно-безнапорную фильтрацию в условиях взаимодействия подземных вод, водотоков и водоемов при их зависимом гидрологическом режиме. Алгоритм программы использует расчетный метод сопряженных градиентов для прямоугольных сеток. В качестве модели речного стока при этом используется гидрологическая модель, основанная на уравнении Шези (см. раздел 4.2.1).

Программа MCG во многом наследует принципы моделирования взаимосвязи подземных вод и водотоков, реализованные в программе РЕЧКА (см. раздел 7.1.1), поэтому далее рассматриваются лишь ее отличия.

Моделирование также может вестись как относительно полных величин напора, так и в величинах понижения уровня подземных вод (см. раздел 4.3.1), при этом гидрогеодинамические условия взаимосвязи ППВ отвечают уравнениям (1.5) и (3.3) без учета влагопереноса при свободной фильтрации под водотоками и водоемами. Водотоки и водоемы жестко «привязаны» к первому (по вертикали) слою модели, однако при его осушении расход фильтрации поверхностных вод передается в следующий по вертикали блок модели.

В качестве характеристики гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов в блоке модели используется удельная величина $\alpha_0 = \frac{k_0}{m_0}$, которая в процессе моделирования не изменяется.

Структура речной сети описывается так же, как в программе РЕЧКА, но в нее могут быть вписаны водоемы – см. главу 5, акватория которых по ширине может занимать несколько блоков сетки. Также возможен импорт конфигурации речной сети, описанной в векторном формате; при этом ее «распределение» по блокам модели с расчетом соответствующей длины реки осуществляется автоматически.

Исходными гидрологическими характеристиками *водотока* в блоке являются:

- расход P , ширина b , уклон I_0 и начальная глубина водотока h_p^0 ; при этом коэффициент Шези C автоматически рассчитывается из уравнения (4.7), а параметры b , I_0 , C в процессе расчета не изменяются.

В качестве исходных гидрологических параметров *водоема* в блоке задаются:

- начальная глубина h_v^0 и площадь дна (акватории) F^0 , а также «критические» значения глубины водоема $h_v^{\min}$ и $h_v^{\max}$, позволяющие учитывать изменение площади дна в пределах блока при изменении глубины водоема (см. раздел 5.1).

Как и водотоки, водоемы также «жестко привязаны» к первому слою модели. Увеличение акватории водоема за счет подключения новых блоков модели, а также ее разделение на отдельные сегменты в процессе моделирования не предусмотрено.

Реализация изменчивости независимых факторов формирования речного стока (склоновый сток, внешние входящие расходы) осуществлена, как в программе РЕЧКА (см. раздел 7.1.1), при этом параметром склонового стока является значение линейного модуля M_s (погонного расхода) для каждого речного сегмента.

Поверхностное питание водоема характеризуется суммой осадков и испарения, а также суммарной величиной расхода склонового стока. Изменчивость этих величин во времени также может быть описана циклично с использованием коэффициентов динамичности; при этом для суммы осадков и испарения используется ступенчатый вид функции, а для склонового стока – линейный.

Сочленение сточного водоема с рекой, из него вытекающей осуществляется согласно (5.10).

В качестве особых форм взаимодействия ППВ в программе также реализованы родники (см. 1.5), дебит которых зависит от уровня (понижения уровня) подземных вод; при этом они могут быть вписаны как притоки-оттоки в модельную конфигурацию речной сети.

Так же, как и в программе РЕЧКА, по результатам моделирования состояние речной сети характеризуется расчетными значениями рас-

ходов и соответствующих глубин водотоков, а водоемов - составляющими его водного баланса и суммарной площадью акватории и объемом воды в водоеме, а также процентом осушения площади дна в каждом блоке модели.

7.2. ПРОГРАММА MODFLOW-2000

Программа моделирования фильтрации ModFlow [Harbaugh и др., 2000] в оболочке PMWin [Chiang, Kinzelbach, 1993], поддерживаемая геологической службой США (USGS), является наиболее широко используемой как в России, так и за рубежом. Также в качестве препроцессора к ней используется Visual ModFlow (www.swstechnology.com).

Различные модели взаимодействия ППВ «активируются» в основном расчетном модуле программы ModFlow подключением дополнительных пакетов (package).

7.2.1. Стандартные пакеты River, Drain, Reservoir

В стандартных пакетах программы ModFlow взаимодействие ППВ моделируется при независимом гидрологическом режиме водотоков и водоемов (см. главу 2). Пакеты River и Reservoir моделирует взаимодействие с водотоками и водоемами согласно (1.5), а в пакете Drain водоток рассматривается только как дрена для подземных вод, так что

$$R = \begin{cases} \alpha_0 (H_r - h), & \text{при } h > H_r \\ 0, & \text{при } h = H_r \end{cases}. \quad (7.1)$$

В качестве характеристики несовершенства ложа водотока и дрены в блоке задается параметр А, характеризующий всю площадь смоченного периметра, который должен быть рассчитан согласно (1.46 – 1.47).

Для водоема в пакете Reservoir в качестве характеристики несовершенства его ложа используется удельная величина α_0 , при этом параметр А для всего блока с водоемом рассчитывается пользователем, исходя из полной площади блока модели. Также в каждом блоке с водоемом указывается отметка его дна, а положение уровня H_r вычисляется, исходя из заданных значений глубины водотока, которая может быть задана переменной во времени линейной функцией.

Дрены, водотоки и водоемы могут быть заданы в любой слой модели. Влагоперенос под ложем водотока (водоема) при возникновении свободного режима фильтрации не учитывается. При полном осушении слоя, расход взаимодействия ППВ передается в блок нижележащего слоя модели только в случае водоема.

Изменчивость характеристик водотоков и водоемов во времени, а также их конфигурация на модели может меняться (мгновенно, «сту-

пенчато») на каждом расчетном периоде, на которые разбивается общее время расчета. Для водоемов предусмотрена также изменчивость их уровня во времени внутри расчетного периода – описывается линейной интерполяцией по опорным точкам.

Характеристики водотоков могут задаваться в модель поблочно, либо линейной интерполяцией по параметрическим точкам (рис. 1.23).

В составе результатов моделирования пользователь может получить расходы взаимосвязи ППВ по соответствующим блокам модели.

7.2.2. Пакет STR

Пакет STR (Streamflow-Routing) [Prudic, 1988] предназначен для моделирования взаимодействия ППВ при *зависимом* гидрологическом режиме водотоков. При этом в качестве гидрологической модели используется уравнение Шези (4.7). Подключение зависимого гидрологического режима в пакете задается как опция – в противном случае взаимодействие ППВ и расходы водотока рассчитываются, исходя из постоянства его уровня (глубины) в процессе моделирования.

Все параметры водотока могут присваиваться поблочно, либо линейной интерполяцией по параметрическим точкам (рис. 1.23). При этом характеристикой несовершенства ложа водотока в первом случае является параметр A , характеризующий всю площадь смоченного периметра, который должен быть рассчитан согласно (1.46 – 1.47). Во втором случае, для каждой параметрической точки указывается значение k_0 и отметки дна реки и подошвы экрана (для расчета m_0) – в этом случае значение A для каждого блока рассчитывается согласно (1.26) и (1.46) с помощью линейной интерполяции между параметрическими точками. Также в каждом блоке с водотоком (или в его параметрической точке) указывается: уровень водотока H_r , его ширина b , уклон I_0 и отношение n/C , в котором n – коэффициент шероховатости Маннинга, а C в данном случае – масштабный коэффициент, зависящий от рабочей размерности расхода при моделировании ($C = 86400$, при размерности расхода $[м^3/сут]$). Характеристики b , I_0 , C/n не изменяются во времени и не зависят от расхода водотока.

Структура речной сети описывается с помощью ее деления на отдельные сегменты (до 25); при этом каждому блоку присваивается его принадлежность к определенному сегменту и порядковый номер вниз по течению. Каждый сегмент характеризуется внешним поступающим в него расходом и может иметь до 10 притоков. Дополнительный приток поверхностных вод (склоновый сток, осадки-испарение) по длине сегмента при этом не учитывается.

Водоток может задаваться в блок любого слоя модели; при этом возможно «автоматическое» определение слоя, который непосредственно связан с водотоком (при использовании параметрических то-

чек) – на основе сопоставления отметки подошвы экрана водотока и отметок кровли и подошвы слоя, согласно (1.51).

В составе результатов моделирования, кроме расходов водообмена подземных и речных вод в соответствующих блоках модели, пользователь может получить расходы водотока. При этом соответствующая им глубина водотока не рассчитывается.

7.2.3. Пакет SFR1

Пакет SFR1 [Prudic и др., 2004] является развитием пакета STR и также предназначен для моделирования взаимодействия ППВ при *зависимом* гидрологическом режиме водотоков. При этом в нем реализована возможность альтернативного использования четырех разновидностей гидрологической модели водотока (см. раздел 4.2):

- на основе уравнения Шези (4.7) при постоянной ширине водотока b ;
- используя уравнение Шези (4.7), но с учетом изменения смоченного периметра водотока, описанного 8-ми точечной геометрической моделью формы русла (рис. 4.2 б);
- на основе эмпирической кривой расхода, аппроксимированной степенной функцией (4.10), при отдельном описании функции связи ширины и расхода водотока согласно (4.14);
- путем описания кривой расхода и связи ширины и расхода водотока фактическими данными измерений расхода, глубины и ширины водотока; соответствующие значения между опорными точками рассчитываются в процессе моделирования линейно интерполяцией.

Гидрогеодинамические, гидрологические характеристики водотоков, а также структура речной сети описывается практически аналогично пакету STR (см. раздел 7.2.2). В дополнение к нему имеется возможность моделирования поверхностного питания водотока, поступающего равномерно по длине водотока – за счет склонового стока, осадков и испарения с водной поверхности, согласно уравнению баланса (4.15). Также реализована возможность разветвления речной сети при различных вариантах описания расхода оттока отводится весь расход;

- отводится весь расход, только, если он больше определенной величины;
- отводится заданная часть расхода;
- отводится расход, превышающий определенную величину.

Важным дополнением расчетного алгоритма моделирования взаимосвязи ППВ, что повышает его точность, является принцип дополнительного расчета расхода и глубины водотока в центре блока модели согласно (4.18), наиболее соответствующих расчетным значениям уровня подземных вод, который также относится к центру блока сет-

ки. При этом на каждом шаге по времени осуществляется итерационное «согласование» глубины (уровня) водотока с его расходом и расходом взаимодействия ППВ.

По результатам моделирования пользователь также может получить расходы водообмена подземных и речных вод и расходы водотока (соответствующая им глубина водотока не рассчитывается).

7.2.4. Пакет SFR2

Пакет SFR2 [Niswonger, Prudic 2010] является развитием пакета SFR1 [Prudic и др., 2004] и предлагает возможность моделировать пересыхающие и непересыхающие водотоки при глубоком залегании уровня грунтовых вод. Модель расчета движения воды в поверхностной гидросети в этом пакете реализована так же, как и в пакете SFR1 (см. 7.2.3).

Основные его отличия от пакета SFR1 связаны с возможностью расчета движения влаги в зоне неполного водонасыщения под водотоком, когда уровень подземных вод залегает ниже подошвы экранирующего русло слоя, и под водоемом формируется зона свободной фильтрации. За счет этого расход, поступающий на уровень грунтовых вод, трансформируется по сравнению с расходом, формирующимся на поверхности разрыва сплошности потока – подошве экранирующего слоя донных отложений. Для моделирования влагопереноса в зоне аэрации под водотоком используется модель кинематической волны, описанная в разделе 1.3.

7.2.5. Пакет LAK3

Пакет LAK3 [Merritt, Konikow, 2000] предназначен для моделирования взаимодействия ППВ с водоемами с учетом формирования их зависимого гидрологического режима. При этом используется водно-балансовая модель водоема аналогичная (5.1). Принципиальная модель взаимодействия ППВ описана условиями (1.5), однако в ней учитывается изменение глубины и площади дна водоема, в зависимости от изменения объема водоема при нарушении его баланса (см. главу 5).

Расчет параметров гидрогеодинамического несовершенства ложа водоема производится с учетом поправки на «дополнительное» фильтрационное сопротивление пород горизонта под водоемом, согласно (1.48).

Акватория водоема описывается с дискретностью сеточной разбивки, при этом принято, что площадь акватории водоема равна площади его дна.

По глубине водоем может занимать несколько вертикальных слоев модели. В этом случае:

- для блоков нижнего слоя при расчете взаимодействия с подземными водами (согласно 1.5) используется напор в подстилающем водоеме, а параметр несовершенства α_0 характеризует свойства донных отложений (экрана);
- для крайних (береговых) блоков водоема (по контуру акватории), если уровень водоема превышает отметку подошвы слоя, водообмен с подземными водами осуществляется также и через «береговую» контакт (боковую грань блока). В этом случае для расчета расхода взаимосвязи используется напор соседнего с водоемом планового блока сетки, а параметр несовершенства для блока с водоемом A рассчитывается также с учетом коэффициента фильтрации k в соответствующем слое модели [Merritt, Konikow, 2000]:

$$A = \frac{F}{\frac{m_0}{k_0} + \frac{l}{k}}, \quad (7.2)$$

где F – заданная площадь дна водоема в блоке, а l – половина соответствующего линейного размера блока сетки, смежного с «береговым» блоком водоема.

Очевидно, что такая схематизация правомерна только в случае весьма глубоких водоемов, глубина которых сопоставима с общей мощностью моделируемого разреза, что встречается достаточно редко.

В процессе моделирования изменение глубины водоема оценивается по результатам расчета его интегрального водного баланса на каждом шаге по времени, аналогично рассмотренному в разделе 5.1. В качестве внешних (независимых) составляющих баланса водоема задаются: интенсивность осадков и испарения с поверхности водоема и внешний приток поверхностных вод (склоновый сток и впадающие в водоем речные воды).

При этом изменение площади водоема за счет его осушения моделируется *только с дискретностью целого блока* – посредством «отключения» водоема в блоке, если расчетный уровень водоема меньше отметки его дна, заданной в соответствующем блоке модели.

Согласование расчетного водного баланса водоема с его объемом, глубиной и площадью контакта с подземными водами на каждом шаге по времени осуществляется итерационно. При этом для улучшения сходимости итерационного процесса используется средняя за текущий и предшествующий шаг глубина водоема, которая определяется методом весовых коэффициентов, определяемых пользователем [Merritt, Konikow, 2000].

Расчет стока из водоема для его сочленения с речной системой осуществляется на основе уравнения Шези (см. раздел 4.2).

7.3. ПРОГРАММА MODTECH

Программный комплекс ModTech 3.14 разработан ЗАО «Геолинк-Консалтинг» (www.geolink-consulting.ru) и, по существу, является Российским аналогом программы ModFlow (см. раздел 7.2), который может выступать, как препроцессор к ней, либо использовать свой расчетный модуль. Организация моделирования взаимосвязи ППВ в программе ModTech организована аналогично пакетам программы ModFlow STR и SFR1 (см. разделы 7.2.2, 7.2.3).

7.4. ПРОГРАММА HYDROGEOSPHERE

HydroGeoSphere - интегрированная модель формирования водного цикла, включающая поверхностный и подземный сток с водосбора, более 10 лет разрабатывается в университете г. Ватерлоо, Канада [Therrien et al, 2010]. Данная модель включает блок движения подземных вод, блок поверхностного (склонового стока) и блок движения воды в руслах. Блок движения подземных вод в данной модели описывается общей моделью насыщенно-ненасыщенной фильтрации от поверхности земли до отметки водоупора. Алгоритмический метод решения уравнения насыщенно-ненасыщенной фильтрации и расчетная сетка модели основаны на методе конечных элементов [Ломакин и др., 1988]. При этом уровень грунтовых вод, как верхняя граница модели не выделяется, а вычисляется в процессе моделирования и соответствует отметке, на которой высота давления равна нулю.

Для моделирования движения воды в руслах используется гидравлическая модель (см. раздел 4.1), основанная на уравнении баланса и движения воды в русле типа (4.4):

$$\frac{\partial(Fv)}{\partial x} - r = \frac{\partial F}{\partial t}; \quad (7.3)$$
$$v = -K_r \frac{\partial}{\partial x} (h_p + z_p),$$

где F – площадь поперечного сечения; r – удельный расход взаимосвязи ППВ; v – средняя для поперечного сечения скорость потока; K_r – параметр гидравлического сопротивления русла; h_p – глубина воды; z_p – отметка дна русла.

Для вычисления средней по сечению скорости потока в программе HydroGeoSphere используются несколько моделей, базирующихся на различных физических предположениях о течении воды в водотоке, которые отражаются в соответствующих выражениях для параметра гидравлического сопротивления русла K_r .

Первая модель описывает *ламинарное течение в мелком (малом) водотоке*. В этом случае параметр гидравлического сопротивления русла K_r пропорционален квадрату глубины водотока h_p :

$$K_r = \frac{\rho g h_p^2}{3\eta}, \quad (7.4)$$

где ρ – плотность воды, η – коэффициент вязкости, g – ускорение свободного падения.

Вторая модель движения потока применима для турбулентного режима движения воды в русле при квадратичном или двучленном законе сопротивления потока. При этом параметр гидравлического сопротивления русла K_r вычисляется как:

$$K_r = \Omega \left(\frac{\partial h_p}{\partial x} + \frac{\partial z_p}{\partial x} \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (7.5)$$

где Ω зависит от того, как описываются коэффициенты сопротивления: формулой Маннинга (7.5а), Шези (7.5б) или Дарси-Вейсбаха (7.5в):

$$\Omega = \frac{R_g^{2/3}}{n}; \quad (7.5a)$$

$$\Omega = C \sqrt{R_g}; \quad (7.5б)$$

$$\Omega = \sqrt{\frac{8gR_g}{f}}, \quad (7.5в)$$

где R_g – гидравлический радиус, вычисляемый в соответствии с (4.6); n – коэффициент шероховатости Маннинга; C – коэффициент Шези; f – безразмерный коэффициент сопротивления Дарси-Вейсбаха.

Для вычисления расхода взаимосвязи поверхностных и подземных вод r в данной модели используется общая зависимость (1.5), в которую входит разница напоров в водотоке и граничном блоке водоносного пласта, а параметр несовершенства α_0 вычисляется с использованием коэффициента фильтрации (если блок полностью водонасыщен) или коэффициента влагопереноса (если этот блок ненасыщен).

7.5. ПРОГРАММА MIKE SHE

Программный комплекс MIKE SHE (<http://www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKESHE.aspx>) является разработкой Датского Института Гидравлики (Danish Hydraulic Institution – DHI) и достаточно близок по идеологии к программе HydroGeoSphere (см. раздел 7.4). В отличие от описанных выше программ ModFlow и HydroGeoSphere, MIKE SHE является коммерческой разработкой и не распространяется свободно.

Программный комплекс MIKE SHE состоит из четырех основных связанных модулей [Hughes J.D, J.Liu, 2008]:

- модуль движения подземных вод в зоне полного насыщения, реализованной в трехмерной постановке;
- модуль одномерного вертикального влагопереноса в зоне аэрации;
- модуль одномерного движения воды в водотоках – MIKE 11;
- модуль склонового поверхностного стока.

Моделирование при помощи программы MIKE SHE может производиться и без модуля MIKE 11 – в этом случае взаимосвязь ППВ в модуле движения подземных вод моделируется так же, как и в программе ModFlow при использовании пакета River (см. раздел 7.2.1) – т.е. согласно выражению (1.5).

Модуль MIKE 11 является самостоятельной программой, разработанной DHI для моделирования движения воды в речной сети с учетом затопления поймы. Модель движения воды в водотоках в MIKE 11 основана на аппроксимации уравнения Сен-Венана (4.1 – 4.3) уравнением одномерной кинематической волны – типа (4.4). Для интеграции этой модели с моделью движения подземных вод используется специальный интерфейс, позволяющий связать топографию речной сети с расчетной сеткой потока подземных вод. При этом для задания параметров взаимосвязи ППВ используется примерно такой же подход, какой реализован в пакете SFR1 программы ModFlow (см. раздел 7.2.3).

Заключение

В настоящей работе предпринята попытка обобщить существующие подходы к гидрогеодинамической схематизации природных процессов взаимодействия подземных и поверхностных вод и их математическому описанию, использующиеся при построении современных геотриационных и геомиграционных моделей.

Проведенный анализ позволяет выделить два основных принципиально различных подхода. В одном случае природное взаимодействие подземных и поверхностных вод рассматривается более односторонне, взглядом «со стороны потока подземных вод», при котором *гидрологический режим водотоков и водоемов формируется независимо* – под влиянием метеоклиматических и гидрологических факторов. Несмотря на то, что во многих случаях такая схематизация природного процесса является вполне оправданной, наиболее перспективным и актуальным следует считать другой принцип, основанный на учете *взаимовлияния* подземного и поверхностного стока, при котором гидрологический режим водотоков и водоемов рассматривается как *зависимый*, формирующийся, в том числе, и под влиянием балансово-гидрогеодинамического взаимодействия с подземными водами. Именно такой подход позволяет рассматривать процессы взаимодействия подземных и поверхностных вод с позиций генетического единства условий формирования стока, что необходимо при решении все более насущных экологических проблем.

В настоящее время все больше внимания уделяется изучению физико-химических процессов, происходящих при водообмене между подземными и поверхностными водами в «пограничном» слое донных отложений водотоков и водоемов. Соответствующие модели этой особой «пограничной» зоны, получившей название зоны гипорейка, в которой водо- и массообмен между подземными и поверхностными водами происходит при активном биологическом воздействии, еще только разрабатываются.

По мнению автора, особого внимания при этом заслуживает разработка эффективных полевых методов изучения строения, вещественного состава, фильтрационных и миграционных свойств донных отложений водотоков и водоемов, во многом определяющих балансово-гидрогеодинамические и физико-химические условия взаимодействия подземных и поверхностных вод и являющихся необходимой параметрической основой математических моделей этих процессов.

Литература

1. Антонцев С.Н., Епихов Г.П., Кашеваров А.А. Системное математическое моделирование процессов водообмена. С.О.Наука, Новосибирск. 1986. 215 с.
2. Ашкинезер С.М., Гохберг Л.К., Рошаль А.А. Численные модели взаимодействия поверхностных и подземных вод в условиях интенсивного водообмена. // В кн: Оценка и прогнозирование гидрогеологических условий на застраиваемых территориях. М., 1987. С.79 – 87.
3. Боровский Б.В., Дробноход Н.И., Язвин Л.С. Оценка запасов подземных вод. Киев, Вища школа, 1989, 407 с.
4. Боровский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. Изд. 2-е. М., «Недра», 1979.
5. Бочевер Ф.М., Гармонов И.В., Лебедев А.В., Шестаков В.М. Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1969.
6. Бочевер Ф.М., Лапшин М.М., Хохлатов Э.М. Оценка производительности водозаборов подземных вод в речных долинах. // Водные ресурсы. 1978. №1. С. 16 – 28.
7. Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия. Л.: Гидрометеиздат, 1977
8. Ван Пин Гидрогеодинамические исследования на участках береговых водозаборов вблизи водохранилища // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук М.: МГУ. 2008. 23 с.
9. Гидрогеодинамические расчеты на ЭВМ / Под ред. Р.С. Штенгелова. Изд-во МГУ, 1994 с. 91 – 133.
10. Гриневский С.О. Обоснование геогидрологических прогнозов водоотбора на месторождениях подземных вод в долинах малых рек. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 1991 (а).
11. Гриневский С.О. Формирование эксплуатационных запасов водозабора подземных вод в долине малой реки. // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1991(б). № 3, с.87 – 92.
12. Гриневский С.О. Особенности расчетов водозабора вблизи акватории сточного озера. Часть 1. Балансово-гидродинамическая модель // в Сб. Проблемы гидрогеологии XXI века: наука и образование. М.: РУДН. 2003 а. С. 276 – 288.
13. Гриневский С.О. Особенности расчетов водозабора вблизи акватории сточного озера. Часть 2. Моделирование динамики водного баланса водоема // в Сб. Проблемы гидрогеологии XXI века: наука и образование. М.: РУДН. 2003 б. 289 – 306.
14. Гриневский С.О., Маслов А.А., Поздняков С.П. Опыт создания и применения комплекса режимных гидрогеологических наблюдений в условиях Звенигородского учебного полигона МГУ им. М.В.Ломоносова // Инж. изыскания. 2011. №5. с.20 – 24.

15. Гриневский С.О., Преображенская А.Е., Юрченко С.А. Оценка баланса подземных вод Самур-Гюльгерычайской аллювиально-пролювиальной равнины (Южный Дагестан) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 4, с. 44 – 54.
16. Гриневский С.О., Прокофьев В.В. К методике проведения и интерпретации термометрических измерений для выявления зон субаквальной разгрузки подземных вод // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. №3. С. 55 – 61.
17. Гриневский С.О., Штенгелов Р.С. О прогнозировании влияния водозаборов подземных вод на сток малых рек. // Водные ресурсы. 1988. № 4. С. 24 – 32.
18. Гриневский С.О., Штенгелов Р.С. Мониторинг приречных месторождений подземных вод // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 6, с. 52 – 58.
19. Епихов Г.П. Математическая модель плановой фильтрации во взаимосвязи с речным стоком и ее реализация. // Водные ресурсы. 1980. № 2, с. 35 – 44.
20. Епихов Г.П. Математическая модель речного бассейна и ее реализация. В кн. Прогноз изменения гидрогеологических условий под влиянием водохозяйственных мероприятий. М.: Недра. 1987
21. Злотник В.А., Калинин М.Ю., Усенко В.С., Черепанский М.М. Прогнозирование влияния эксплуатации подземных вод на гидрогеологические условия. Минск, 1985. 296 с.
22. Казак Е.С. Изучение миграции железа в подземных водах (на примере водозаборов г. Воронеж) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. №6, с. 513 – 520.
23. Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М., Недра 1979.
24. Концевовский С.Я., Минкин Е.А. Гидрогеологические расчеты при использовании подземных вод для орошения. М., Наука. 1989. 253 с.
25. Корень В.И., Романов А.В. Определение морфометрических и гидравлических характеристик русла при интегрировании уравнений Сен-Венана. // Метеорология и гидрология. 1976,. № 8, с. 71 – 80.
26. Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М. 1960. 344 с.
27. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометеиздат. 1972. 191 с.
28. Лапшин Н.Н., Орадовская А.Е. Рекомендации по гидрогеологическим расчетам для определения границ 2 и 3 поясов зон санитарной охраны подземных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения. М: ВНИИ ВОДГЕО, 1983. 102 с.
29. Ломакин, В.А. Мироненко, В.М. Шестаков. Численное моделирование геофильтрации. М., Недра, 1988.

30. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра. 1976. 407 с.
31. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра. 1986. 209 с.
32. Методические рекомендации по оценке подземного стока в реки. Л.: Гидрометеиздат. 1991.
33. Методические рекомендации по применению комплекса геофизических методов при гидрогеологических и геоэкологических исследованиях на акваториях. М.: ГИДЭК, 2002.
34. Минкин Е.Л. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод и ее значение при решении некоторых гидрогеологических и водохозяйственных задач. М.: Стройиздат. 1973.
35. Мироненко В.А., Румынин В.Г. Проблемы гидрогеоэкологии. Т.1. Теоретическое изучение и моделирование геомиграционных процессов. М.: 2002. 610 с.
36. Орадовская А.Е., Лапшин Н.Н. Санитарная охрана водозаборов подземных вод. М.: Недра, 1987. 168 с.
37. Плотников Н.И., Плотников Н.А., Сычев К.И. Гидрогеологические основы искусственного восполнения запасов подземных вод. М.: Недра. 1978
38. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований / под ред. В.А.Королева и др. М.: Изд-во МГУ, 2000. 352 с.
39. Санитарные правила и нормы. СанПиН 2.1.4.1110-02. Питьевая вода и водоснабжение населенных мест. Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения. Минздрав России. М.: 2002 г.
40. Хубларян М.Г., Путырский В.Е., Фролов А.П. Математическое моделирование подземных и поверхностных вод. // Водные ресурсы. 1987. № 4. С.31-40.
41. Цыганова К.Н. Исследование влияния отбора подземных вод на поверхностный сток. // Обзор ВИЭМС. Сер. Гидрогеология и инж. Геология. М., 1986.
42. Черепанский М.М. Теоретические основы гидрогеологических прогнозов влияния отбора подземных вод на речной сток. М.: НИИ-Природа, 2005. 260 с.
43. Черепанский М.М., Усенко В.С., Оценка сокращения стока малых рек под влиянием эксплуатации водозаборов подземных вод // Вод. ресурсы. 1985. №2. С. 165 – 166.
44. Чугаев Р.Р. Гидравлика. Л.: Энергоиздат. 1982. 672 с.
45. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. Изд-во МГУ, 1995 г.
46. Шестаков В.М., Ван Пин Гидрогеодинамический мониторинг на участках водозаборов на берегах Воронежского водохранилища // Вестник МГУ. Сер 4. Геология. 2004. № 1. С. 60 – 64.

47. Шестаков В.М., Поздняков С.П. Геогидрология. М.: Академкнига, 2003. 173 с.
48. Шестаков В.М., Невечеря И.К., Авилина И.В. Методика оценки ресурсов подземных вод на участках береговых водозаборов. М.: КДУ. 2009.
49. Штенгелов Р.С. Формирование и оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. М., «Недра», 1988.
50. Язвин Л.С. Достоверность гидрогеологических прогнозов при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М.: ВСЕГИН-ГЕО. 1972. 150 с.
51. Brunner P., Simmons C.T., Cook P.G. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater // *Water Resour. Res.* 2009. Vol 45, W01422, doi:10.1029/2008WR006953.
52. Brunner P., Simmons C.T., Cook P.G., Therrien R. Modeling Surface Water-Groundwater Interaction with MODFLOW: Some Considerations // *Ground Water*. 2010. Vol.42, №2. P. 174 – 180
53. Burden R.L, Faires J.D. Numerical Analysis (6th ed.): Pacific Grove, Calif., Brooke/Cole Publishing Co. 1997. 811 p.
54. Chen X. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy // *Environmental Geology*. 2000. V.39, № 12. p. 1317-1324.
55. Cheng X., Anderson M. P. Numerical simulation of ground-water interaction with lakes allowing for fluctuating lake levels: // *Ground Water*. 1993. V. 31, №. 6. P. 929 – 933.
56. Chiang W.H, Kinzelbach W. Processing Modflow (PM), Pre- and postprocessors for the simulation of flow and contaminants transport in groundwater system with MODFLOW, MODPATH and MT3D. 1993.
57. Daluz Vietra J.N. Conditions Governing the Use of Approximation for the Saint-Venant Equations for Shallow Surface Water Flow. // *Journal of Hydrology*. 1983. V.60, p.43 – 58.
58. Darama Y. An analytical solution for stream depletion by cyclic pumping of wells near streams with semipervious beds // *Water Resour. Res.* 2001. Vol. 36, № 1. P. 79 – 86.
59. Glover R.E., Balmer C.G. River depletion resulting from pumping a well near a river // *Trans. Am. Geophys. Union*. 1954. Vol. 35. P. 468 – 470.
60. Grinevskiy S.O., Shtengelov R.S. Models of Surface Water and Groundwater Interaction for Local Lake Basins Under Natural and Water Supply Pumping Conditions. Proceedings of Taiwan-Russia Bilateral Symposium – Development of Water Resources Technology. Moscow, Russia 31 May, 2004. P. 124 – 144.
61. Gunningham A.B., Sinclair P.S. Application and Analysis of a Coupled Surface and Groundwater Model. // *Journal of Hydrology*. 1979. V.43. P. 129 – 148.
62. Hantush M. S. Wells near streams with semipervious beds // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, № 12. P. 2829 – 2838.

63. Harbaugh A., Banta E., Hill M., McDonald M. MODFLOW-2000, the U. S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process, U. S. Geol. Surv., Open File Rep. 2000. 92 p.
64. Hughes J.D, J.Liu MIKE SHE: Software for Integrated Surface Water/Ground Water Modeling// Groundwater. 2008. Vol 46, №6. P. 797 – 802.
65. Hunt B. Unsteady stream depletion from ground water pumping //Ground Water. 1999. Vol. 37, №.1. P. 98 – 102.
66. Jenkins C.T. Computation of rate and volume of stream depletion by well. USGS Techniques of Water Resources Investigations. Book 4, Chapter D1. Reston, Virginia: USGS. 1968. 17 p.
67. Jenkins C.T. Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells// Ground Water. 1968. Vol. 6, №. 2. P. 37 – 46.
68. Merritt M.L., Konikow, L.F. Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model: Water-Resources Investigations Report 00-4167. 2000. 146 p.
69. Niswonger R. G., Prudic D. E. Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow Beneath Streams—A Modification to SFR1. Modeling Techniques. Book 6. Ground Water. Chapter 13, Section A. US. Geological Survey. 2010.
70. Parkhurst D. L., Appelo C.A.J. User's Guide to PHREEQC (Version 2) - A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations // US Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 99 – 4259. Denver, Colorado.1999.
71. Pollock. D.W. Source Code and Ancillary Data Files for the MODPATH Particle Tracking Package of the Ground-Water Flow Model MODFLOW – Version 3, Release 1: U.S. Geological Survey Open-File Report 1994. P. 94 – 463.
72. Prudic D. E. Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model, U.S. Geological Survey, Open-File Report. Carson City, Nevada. 1988. P. 88-729.
73. Prudic D.E., Konikow L.F., Banta E.R. A new streamflow-routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000: U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1042. 2004. 95 p.
74. Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.Th. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // J. of Hydrology. 2001. Vol. 251. P. 163 – 176.
75. Šimůnek J., van Genuchten M. Th., Šejna M. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Ver. 3.0.

- // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside. 2005. 270 p.
76. Schroeder P. R., Dozier, T.S., Zappi, P. A., McEnroe, B. M., Sjostrom, J. W., and Peyton, R. L. The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model: Engineering Documentation for Version 3, EPA/600/R-94/168b, September 1994, U.S. Environmental Protection Agency Office of Research and Development, Washington, DC. 1994. 116 p.
 77. Theis C. V. The effect of a well on the flow of a nearby stream // Trans. Am. Geophys. Union. 1941. Vol. 22, №.3. P. 734 – 738.
 78. Therrien R., McLaren R.G., Sudicky E.A., Panday S.M. HydroGeoSphere. A Three-dimensional Numerical Model Describing Fully-integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport. Draft. June, 2010. <http://hydrogeosphere.org/>
 79. Wallace R.B., Darama Y., Annable M.D. Stream depletion by cyclic pumping of wells //Water Resour. Res. 1990. Vol. 26, №. 6. P. 1263 – 1270
 80. Zheng, C. and P.P. Wang. MT3DMS, A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and user's guide. Departments of Geology and Mathematics. University of Alabama. 1998.

Программные коды

1. РЕЧКА. Программа моделирования однопластовой фильтрации и гидрологического режима водотоков // Гриневский С.О. МГУ, каф. гидрогеологии. 1993. <http://www.geol.msu.ru/deps/hydro/index.html>
2. MCG. Программа моделирования многопластовой фильтрации и гидрологического режима водотоков и водоемов // Гриневский С.О. МГУ, каф. гидрогеологии. 2002. <http://www.geol.msu.ru/deps/hydro/index.html>
3. EXPLAY. Программный комплекс имитации поисково-разведочных работ на подземные воды (Компьютерный практикум по «Поискам и разведке подземных вод») // Гриневский С.О., Штенгелов Р.С. МГУ, каф. гидрогеологии. 2003. <http://www.geol.msu.ru/deps/hydro/index.html>
4. Teis_3. Программный комплекс / Штенгелов Р.С., кафедра гидрогеологии МГУ. Реестр программ для ЭВМ № 2009611413 от 12.03.2009 г. <http://www.geol.msu.ru/deps/hydro/index.html>
5. Regim_3. Программный комплекс / Штенгелов Р.С., кафедра гидрогеологии МГУ. Реестр программ для ЭВМ № 2009611414 от 12.03.2009 г. <http://www.geol.msu.ru/deps/hydro/index.html>

6. ModTech 3.14. Программная система гидрогеологического моделирования // ЗАО «Геолинк-Консалтинг» 2000-2009. <http://www.geolink-consulting.ru/products/modtech/>
7. MODFLOW // US Geological Survey <http://water.usgs.gov/nrp/gwsoftware/modflow.html>
8. HYDRUS-1D // J. Simunek, K. Huang, M. Sejna, and M.Th. van Genuchten. U.S. Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, California. <http://www.ars.usda.gov/Services/docs.htm?docid=8921>
9. HELP // Schroeder P. R., Dozier, T.S., Zappi, P. A., McEnroe, B. M., Sjostrom, J. W., and Peyton, R. L. <http://www.swstechnology.com/groundwater-software/unsaturated-zone-modeling/visual-help>
10. HydroGeoSphere // Therrien R., McLaren R.G., Sudicky E.A., Panday S.M. <http://www.hydrogeosphere.org/>
11. MIKE SHE // Danish Hydraulic Institution – DHI. <http://www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKESHE.aspx>
12. MT3DMS / Zheng, C., Wang P.P., Departments of Geology and Mathematics. University of Alabama. 1998. <http://hydro.geo.ua.edu/mt3d/>
13. PHREEQC-2 // D. L. Parkhurst, C.A.J. Appelo. US Geological Survey. http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1 СХЕМАТИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ	5
1.1 Гидрогеодинамическое несовершенство водоемов и водотоков	5
1.2 Типы режима фильтрации под ложем водотоков и водоемов и граничных условий взаимодействия подземных и поверхностных вод	7
1.3 Модель влагопереноса при свободном режиме фильтрации под водотоком (водоемом)	15
1.4 Обоснование параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов	22
1.4.1 Гидрогеодинамически широкие водотоки и водоемы	23
1.4.2 Гидрогеодинамически узкие водотоки и водоемы	27
1.4.3 Схематизация изменчивости параметров гидрогеодинамического несовершенства водотоков и водоемов	29
1.4.4 Обзор методов оценки параметров гидрогеодинамического несовершенства	31
1.5 Модели естественных выходов подземных вод на поверхность (родников)	46
1.6 Особенности реализации водоемов и водотоков на сеточных моделях	48
1.7 Общие принципы моделирования гидрологического режима водотоков и водоемов	54
Глава 2 МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ НЕЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ	55
2.1 Схематизация независимого гидрологического режима водотоков и водоемов	55
2.2 Моделирование при постоянных характеристиках водотока (водоема)	57
2.3 Моделирование независимого гидрологического режима водотоков (водоемов)	59
Глава 3 ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАВИСИМОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ	66
Глава 4 МОДЕЛИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВОДОТОКОВ	76
4.1 Гидравлические модели водотоков	76
4.2 Гидрологические модели водотоков	78

4.2.1	Модель Шези	79
4.2.2	Модель на основе кривой расхода	80
4.3	Принципы построения моделей взаимодействия подземных и поверхностных вод при зависимом гидрологическом режиме водотоков	84
4.3.1	Сочленение моделей подземных вод и водотоков	84
4.3.2	Особенности сеточной схематизации русловых потоков	88
4.4	Прогноз влияния эксплуатации подземных вод на гидрологический режим водотоков на примере Пермилковского месторождения подземных вод	89
Глава 5	МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ВОДОЕМАМИ	102
5.1	Модель формирования зависимого гидрологического режима водоемов	102
5.2	Моделирование эксплуатации подземных вод у акватории сточного озера на примере Пачужского месторождения подземных вод	108
Глава 6	ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ГЕОМИГРАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ	117
6.1	Геомиграционное моделирование взаимодействия подземных вод с водотоками и водоемами без учета донных отложений	118
6.2	Геомиграционные модели взаимодействия подземных вод с водотоками и водоемами через донные (экранирующие) отложения	125
Глава 7	ОБЗОР ПРИНЦИПОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В ДЕЙСТВУЮЩИХ ПРОГРАММАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОФИЛЬТРАЦИИ	130
7.1	Программные разработки кафедры гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова	130
7.1.1	Программа РЕЧКА	131
7.1.2	Программа MCG	132
7.2	Программа ModFlow-2000	134
7.2.1	Стандартные пакеты River, Drain, Reservoir	134
7.2.2	Пакет STR	135
7.2.3	Пакет SFR1	136
7.2.4	Пакет SFR2	137
7.2.5	Пакет LAK3	137
7.3	Программа ModTech	139
7.4	Программа HydroGeoSphere	139
7.5	Программа MIKE SHE	140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		142
ЛИТЕРАТУРА		143

ISBN 978-5-16-005256-4



9 785160 052564