

Часть II. ПОИСКИ и РАЗВЕДКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Методика поисково-разведочных работ на месторождениях пресных подземных вод

• ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПРИРЕЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СХЕМ ПРИРЕЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Пространственная структура потока

Режим потока во времени

Распределение гидрогеодинамических параметров

Граничные условия потока

СОВЕРШЕННАЯ РЕКА

НЕСОВЕРШЕННАЯ РЕКА

«Широкая» река

«Узкая» река

СВОБОДНЫЙ РЕЖИМ ФИЛЬТРАЦИИ ПОД РЕКОЙ

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Оценка времени и степени влияния граничного условия на контуре реки

Зависимость понижения от дебита («кривая дебита»)

Зависимость доли привлекаемых ресурсов в балансе водоотбора от степени несовершенства реки

Зависимость понижений и баланса водоотбора от степени несовершенства реки при образовании зоны свободного режима фильтрации из реки

ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Месторождения подземных вод (МПВ) представляют собой сложнейшие объекты в силу многообразия природных факторов и процессов, контролирующих формирование подземных вод как в ненарушенных, так и тем более – при длительной работе водозаборов. Вполне естественно, что богатый отечественный опыт разведки МПВ (на территории СССР и современной России разведано несколько тысяч месторождений!) побудил специалистов к разработкам их типизации – как с точки зрения развития теории формирования ЭЗ подземных вод, так и с целью оптимальной унификации постановки поисково-разведочных работ.

Это чрезвычайно сложная (а потому – интересная) научная задача, не имеющая пока удовлетворительного решения. Тем не менее специалисту, работающему в области разведочной гидрогеологии, несомненно необходимо владеть всеми разработками в этом направлении, отвечающими текущему уровню научно-методической поддержки поисково-разведочных работ. В литературе можно найти значительное количество типизаций МПВ – как региональных (в пределах ограниченных гидрогеологических районов, структур), так и с претензией на универсальность. Наиболее устойчивой в применении в последние десятилетия оказалась типизация, разработанная Б.В.Боревским с участием Л.С.Язвина (табл. 7.1). Согласно этой типизации, понятие «тип месторождения» отражает некоторый *«...комплекс геолого-гидрогеологических и физико-географических факторов, определяющих специфику формирования ЭЗПВ»*.

Видно, что эта типизация ориентирована на специалистов, уже имеющих достаточный разведочный опыт и способных поэтому распознать «образ» месторождения по предлагаемым названиям типов и подтипов МПВ. Для молодого специалиста она, в первую очередь, демонстрирует широчайший круг геолого-гидрогеологических условий, в которых формируются месторождения пресных подземных вод. Но с точки зрения обучения специалиста такой принцип типизации недостаточно информативен, поскольку в названиях типов МПВ отсутствуют содержательные признаки, указывающие на какие-то отличительные особенности условий формирования эксплуатационных запасов подземных вод.



Таблица 7.1. Типизация месторождений подземных вод

Индекс	Тип	Индекс	Подтип	
I	В речных долинах (в прибрежной зоне)	I-A	Равнинных рек	
		I-B	Горных рек	
II	В артезианских бассейнах	II-A	Платформенного типа	
		II-B	Горноскладчатых областей и предгорных прогибов	
III	В конусах выноса	III-A	Предгорных шлейфов	
		III-B	Внутригорных впадин	
IV	В ограниченных по площади структурах	IV-A	В трещинно-карстовых и трещинных коллекторах	
		IV-B	В рыхлообломочных породах	
			IV-B1	В наложенных молодых депрессиях
IV-B2	В погребенных речных долинах			
V	В бассейнах и потоках подземных вод	V-A	Трещинно-карстовых массивов	
		V-B	Зоны экзогенной трещиноватости	
		V-B	Песчаных массивов	
			V-B1	Пустынь и полупустынь
			V-B2	Зандровых равнин
V-B3	Аллювиальных равнин широких речных террас			
VI	В бассейнах субнапорных вод межморенных отложений			
VII	В потоках трещинно-жильных вод			
VIII	В таликовых зонах области многолетнемерзлых пород			

Такой наиболее общей отличительной особенностью является, в первую очередь, определённая **ПРИРОДНАЯ СОВОКУПНОСТЬ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ**, обеспечивающих формирование баланса водоотбора, то есть определённым образом реагирующих на нарушение естественных условий стока. Именно характером этих граничных условий (или их отсутствием) определяются генеральные закономерности развития депрессии напоров (зависимость S от Q), возможность изменения качества воды при эксплуатации и характер возможного воздействия водоотбора на окружающую среду. И именно поэтому основной методической проблемой разведки является достоверная оценка балансовых и гидрогеодинамических параметров этих граничных условий.

По совокупности балансообразующих механизмов месторождения подземных вод следует разделять на две основных группы (их названия можно критиковать и совершенствовать – важен сам принцип разделения): «ПРИРЕЧНЫЕ» и «ПЛАСТОВЫЕ» МПВ. Однако, не следует абсолютизировать любые классификации и типизации – тем более в отношении таких сложных объектов как месторождения подземных вод. «Связность» гидрогеологической среды в зоне интенсивного водообмена (ведь именно здесь

существуют пресные подземные воды) настолько велика, что в ней невозможно провести сколько-нибудь строгие границы. Поэтому, выделяя разные «типы» («группы», «классы» и т.п.) месторождений, мы неизбежно будем обнаруживать их взаимопроникновение, наличие общих балансовых и гидрогеодинамических механизмов формирования ЭЗ. Важно понимать, уметь видеть и изучать эти закономерности, иначе благое намерение унификации методики разведки месторождений может привести в «ад» стереотипов мышления и шаблонов действий.

ПРИРЕЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Это преобладающий тип месторождений пресных подземных вод – по некоторым оценкам, с ними связаны до 60-70% всех освоенных и разведанных эксплуатационных запасов подземных вод.

Эти месторождения приурочены к водоносным горизонтам, залегающим первыми от поверхности в днищах эрозионных понижений (речных долин, озёрных котловин) и непосредственно либо через локальный подрусловой экран связанным с поверхностными водами.

Типизационный признак таких месторождений: основными балансообразующими элементами фильтрационной схемы являются граничные условия на контуре поверхностного водотока/водоёма и/или на очагах внерусловой естественной разгрузки подземных вод. Конфигурация граничных элементов может быть различной: точечной (родники), линейной (русла нешироких рек), площадной (дно озёрных чаш, водохранилищ, широких рек).

Закономерности формирования эксплуатационных запасов месторождений этой группы обычно анализируются применительно к речным долинам (как преобладающим элементам строения поверхностной гидросети). Следует различать:

Долины равнинных рек (платформенные области) – для них характерно:

- обычно относительно небольшая мощность аллювиального комплекса (20-30 м),
- в составе аллювия достаточно высока глинистая составляющая (в связи с малыми скоростями течения, длительным переносом и переработкой материала),
- нередко (особенно в долинах малых рек) основной водоносный горизонт связан не с аллювием, а с коренными породами ложа долины,
- как правило, реки являются дренами для подземных вод; поглощение речных вод (кроме сезонных процессов берегового регулирования) – редкое явление, в основном, в

районах развития современного карста, при невыработанном продольном профиле речных долин.

Долины горных рек (горно-складчатые области, предгорья):

- часто мощный аллювий, особенно аллюво-пролювий межгорных впадин – до 400-500 м и более,
- грубообломочный состав, с валунами, часто без заполнителя,
- основной водоносный горизонт – в аллювии; коренные породы в сравнении с ним резко проигрывают в проницаемости и могут рассматриваться как практически неводоносные,
- характерно частое чередование участков поглощения речного стока (на расширениях долин) и выклинивания подземных вод непосредственно в русла или мощными родниками (перед сужениями долин).

Далее будем рассматривать, главным образом, равнинные реки – они более характерны для территории освоенной части России. При этом заметим, что основные закономерности формирования ЭЗ для равнинных и горных рек принципиально не различаются, за исключением специфики строения и состава отложений основного горизонта и, в некоторых случаях, характера взаимодействия подземных и поверхностных вод.



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СХЕМ ПРИРЕЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОТОКА при работе водозаборов

Чаще всего достаточно адекватной является схема однослойного потока с двумерной, плоско-плановой структурой течения. Однако, в вертикальном разрезе могут существовать локальные деформации линий тока, которые учитывают введением местных дополнительных фильтрационных сопротивлений (чтобы сохранить более простую двумерную расчётную структуру потока). Такие деформации возникают:

- за счёт *неполной врезанности речных русел* в водоносный горизонт, что вызывает искривление линий тока по вертикали в прирусловой зоне взаимодействия потока с рекой. Эта деформация имеет локальный в плане характер (не более мощности горизонта m) и может быть учтена введением компенсирующей эквивалентной длины $\Delta L \approx 0.5m$. Однако, нередко этим вовсе пренебрегают, так как эта величина чаще всего мала по сравнению с несовершенством реки за счёт сопротивления подрусловых отложений.

- за счёт *несовершенства водозаборных скважин* по степени вскрытия продуктивного пласта (обычно в долинах горных рек при весьма значительной мощности водоносного

аллювия). В этом случае при подходе потока к водозабору возникают заметные деформации течения по вертикали и, следовательно, дополнительные потери напора. В плане размер зоны деформации относительно невелик – около мощности горизонта. Чтобы учесть несовершенство водозаборных скважин, сохраняя простую расчётную структуру потока, можно либо а) уменьшить расчётный радиус фильтра, либо б) ввести специальные поправки (например, предложенные Н.Н.Веригиным).

2. РЕЖИМ ПОТОКА ВО ВРЕМЕНИ

По *напорам* режим потока, естественно, нестационарный, так как эксплуатируются горизонты неглубокого залегания (практически всегда – первый от поверхности, грунтовый), тесно связанные с гидрометеорологическим режимом. Но величины *понижений* уровня (вызванные работой водозабора) стремятся к стабилизации, так как достаточно близко существует активная питающая граница – река. В результате сложения этих двух тенденций (влияние гидрометеорологических факторов и понижение от действия водозабора) формируется циклично-стационарный режим, то есть колебания уровней определяются только естественными факторами, хотя сами уровни понижены относительно их естественных значений. Дополнительные осложнения в характер уровня режима могут приносить колебания производительности водозабора.

Как правило, время практической стабилизации понижений для приречных месторождений невелико – во всяком случае, несопоставимо с полным расчётным сроком эксплуатации водозабора (см. ниже, «Оценка времени и степени влияния граничного условия на контуре реки»). Так, например, при удалении скважины от реки $L_0 = 100$ м и уровнепроводности $a = 10^4$ м²/сутки стабилизация понижений произойдёт в течение 1-2 суток (с погрешностью ~5%), а при $a = 10^3$ м²/сутки – через 10-15 суток, то есть факт стабилизации может быть подтверждён уже в ходе разведочных опробований. При удалении водозабора от реки время стабилизации заметно возрастает – при $L_0 = 200$ м и $a = 10^3$ м²/сутки оно составит уже около 50 суток. Тем не менее это много меньше реальных сроков работы водозаборов, что даёт основание рассматривать прогнозные решения в стационарном режиме понижений.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Для стационарного прогноза необходима только проводимость основного водоносного горизонта, однако при разведке всегда следует надёжно охарактеризовать и водоотдачу – для оценки времени стабилизации депрессии, для миграционных расчётов.

Степень неоднородности по *проводимости* может быть весьма различной: от квазиоднородных схем до существенно неоднородных. Для водоносных горизонтов, приуроченных к аллювию, неоднородность обычно меньше и связана с колебаниями мощности, изменением возраста отложений (отложения поймы, надпойменный террасовый комплекс), наличием погребённых участков долины. Если же основной горизонт связан с коренными трещиноватыми породами, то они часто обнаруживают повышенную проницаемость в днищевой части долин с быстрым затуханием в сторону водоразделов. Это известное явление объясняют развитием трещин отпора и разуплотнения пород на участках максимальной глубины эрозионного врезания долин.

4. ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ ПОТОКА

Вверх и вниз по долине, как правило, можно принимать условие *неограниченного* пласта, формально «обрезая» расчётную область на таком расстоянии, чтобы туда уже практически не доходили понижения от водозабора. Область влияния водозабора на этих месторождениях относительно невелика, так как река сильно сдерживает развитие депрессионной воронки. При моделировании внешние граничные условия обычно задают на достаточном удалении в виде *непроницаемой* границы, поскольку это технически проще (не требуется специального ввода такого условия в исходных данных модели) и обеспечивает «запас прочности» прогнозного расчёта, так как является наихудшим условием в балансово-гидрогеодинамическом смысле.

Основное граничное условие для этого типа месторождений устанавливается на контуре реки. В общем случае это *граничное условие 3-го рода*. Напомним, что этим условием определяется линейная связь трансграничного расхода с разностью напоров между пластом и границей; при этом и уровень в пласте, и сам расход вычисляются в процессе решения. Заданными параметрами граничного условия являются удельное фильтрационное сопротивление границы f_0 и функция уровня на границе H_r (при решении в понижениях – постоянное условие $S_r = 0$).

Рассмотрим подробнее возможные варианты состояния граничного условия на контуре реки. При этом для упрощения записи формул будем полагать:

- а) проводимость – не зависит от положения уровня;
- б) водозабор – компактный (одиночная скважина или узел близко расположенных скважин);
- в) режим понижений – стационарный, то есть дебит водоотбора полностью обеспечивается изменениями трансграничного расхода на контуре реки.

I. СОВЕРШЕННАЯ РЕКА $f_0 \rightarrow 0$ – граничное условие 1-го рода (рис. 7.1).

Возможны два различающихся балансовых состояния:

а) дебит водозабора полностью обеспечивается **ЧАСТИЧНОЙ ИНВЕРСИЕЙ** разгрузки естественного потока в реку; разгрузка в реку сохраняется, но с меньшим расходом ($q'_e < q_e$), а притока из реки нет ($q_{пр} = 0$).

б) дебит водозабора обеспечивается суммой **ПОЛНОЙ** и **ЧАСТИЧНОЙ ИНВЕРСИИ** естественной разгрузки и расходом **ПРИВЛЕКАЕМОГО ПОТОКА** $q_{пр}$ (понятно, что полная инверсия разгрузки в реку происходит только в средней части депрессионной воронки, вблизи водозабора, а в периферийных её частях, где понижения малы, инверсия разгрузки имеет по-прежнему частичный характер).

Таким образом, естественные ресурсы (инверсия разгрузки) и привлекаемые ресурсы могут участвовать в балансовой структуре водоотбора в разной степени. От чего зависит доля их участия ?

- от соотношения величин q_e и Q_3
- от удаления водозабора от реки L_0 .



Как влияют эти факторы на соотношение естественных (ЕР) и привлекаемых (ПР) ресурсов в балансе водоотбора ?

- чем больше Q_3 ? → тем меньше доля ЕР
- чем больше q_e ? → тем больше доля ЕР
- чем больше L_0 ? → тем больше доля ЕР

Для сосредоточенного водозабора вся эта композиция влияний удобно выражается с помощью безразмерного показателя «**ПРИВЕДЕННЫЙ РАСХОД**» :

$$\bar{Q}_3 = \frac{Q_3}{\pi q_e L_0}. \quad (7.1)$$

Случай (а) – только частичная инверсия – существует при $\bar{Q}_3 < 1$; при этом между водозабором и рекой есть раздельная точка А (рис. 7.1). При $\bar{Q}_3 = 1$ точка А смещается на урез реки, а при $\bar{Q}_3 > 1$ наступает случай (б).

Полуширина фронта формирования привлекаемого потока из реки составляет $l^* = L_0 \sqrt{\bar{Q}_3 - 1}$ (рис.7.1). Доля ПР, то есть относительная величина привлекаемых

ресурсов в дебите водоотбора, также вычисляется с использованием «приведенного расхода»:

$$\bar{Q}_{\text{пр}} = \frac{Q_{\text{пр}}}{Q_3} = \frac{2}{\pi} \left(\text{arctg} \sqrt{Q_3 - 1} - \frac{\sqrt{Q_3 - 1}}{Q_3} \right). \quad (7.2)$$

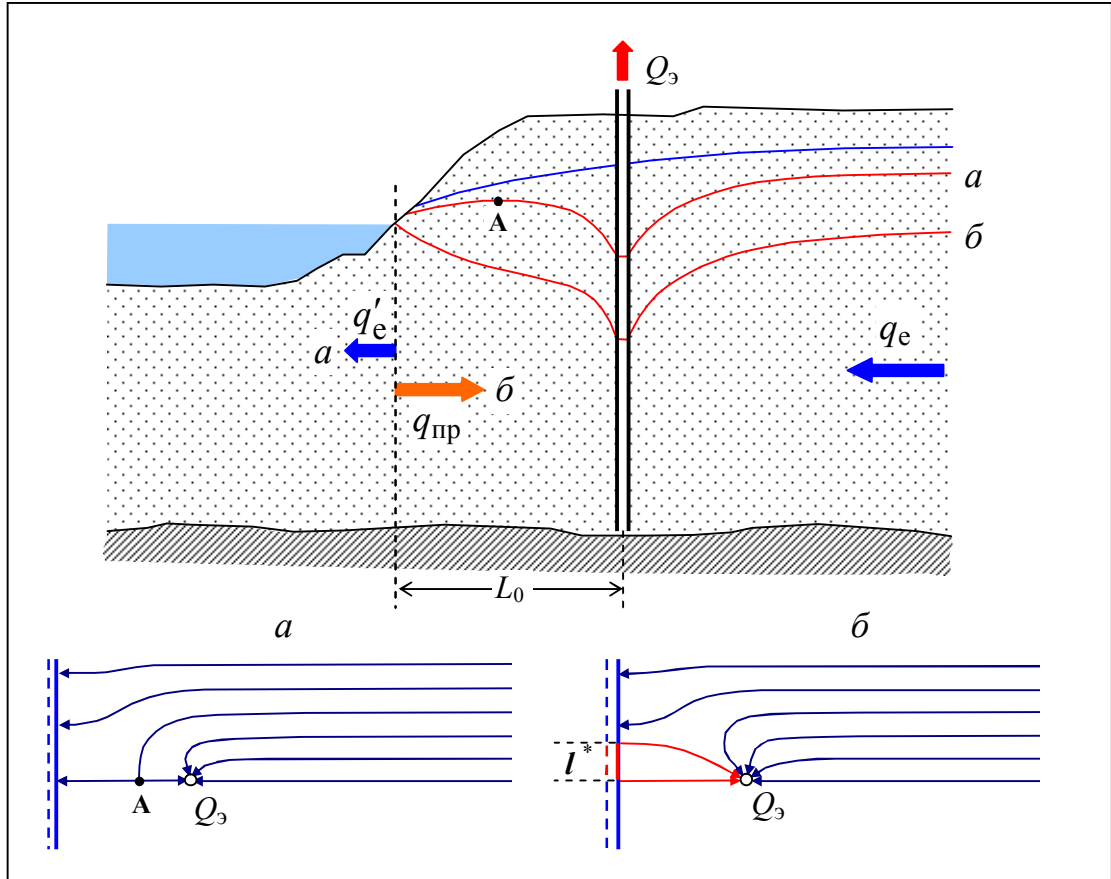


Рис. 7.1. Балансово-гидрогеодинамические схемы работы водозабора у совершенной реки

Для водозаборного ряда длиной L_p с дебитом $Q_{\text{сум}}$ полуширина фронта формирования привлекаемого потока из реки составляет:

$$l^* = \sqrt{L_p(L_p + 2L_0 \text{ctg} \frac{\pi q_e L_p}{Q_{\text{сум}}}) - L_0^2},$$

а доля ПР:

$$\bar{Q}_{\text{пр}} \approx 1 - \frac{2L_0}{\pi L_p} \ln \frac{L_p \sin \frac{\pi q_e L_p}{Q_{\text{сум}}}}{L_0} - \frac{q_e L_p}{Q_{\text{сум}}}. \quad (7.3)$$

II. Более распространённым в природе является случай **НЕСОВЕРШЕННОЙ РЕКИ** с удельным сопротивлением подруслового экрана $f_0 = \frac{m_0}{K_0}$ [сутки] и физической шириной

G (рис. 7.2). В этом случае на реке должно быть задано граничное условие 3-го рода.

Для косвенной характеристики сопротивления экрана можно использовать известный параметр – фактор перетекания $B = \sqrt{Tf_0}$ [м]. При моделировании в описании исходных данных обычно используют коэффициент перетока $\chi = \frac{1}{f_0} = \frac{K_0}{m_0}$ [сутки⁻¹].

Распространённым приёмом упрощения расчётной схемы является замена реальной несовершенной реки на совершенную. При этом урез реки формально сдвигается на величину эквивалентной длины ΔL с таким расчётом, чтобы возникающий фиктивный дополнительный элемент пласта с проводимостью T по своему фильтрационному сопротивлению компенсировал утрачиваемое сопротивление подруслового экрана. На сдвинутом урезе реки устанавливается граничное условие 1-го рода ($H = H_r$).

Некоторые детали граничного условия на экранированных водотоках

Разность уровней подземных вод и реки ΔH_e (рис. 7.2) в пределах акватории постепенно убывает от начальной величины ΔH_0 (на урезе) по экспоненциальной зависимости:

$$\Delta H_e = \Delta H_0 \exp\left(-\frac{X}{B}\right).$$

Теоретически ΔH_e убывает до нуля бесконечно долго (при $X \rightarrow \infty$).

При работе водозабора за счёт понижения уровней под руслом реки происходит инверсия разгрузки естественного потока. В ближайшей к водозабору части русла инверсия осуществляется полностью, после чего возникает приток из реки $q_{пр}$ в виде перетекания через экранирующий слой. Основной расход перетекания (90-95%) локализуется в пределах так называемой «**активной зоны**» реки $l_{акт} \approx (1-2)B$. Очевидно, что если «активная зона» меньше половины ширины реки ($l_{акт} < 0.5 G$), то водозабор практически не влияет на разгрузку естественного потока с противоположного берега и расход $q_{e,2}$ не участвует в формировании баланса водоотбора. Такую реку будем называть «**ШИРОКОЙ**».

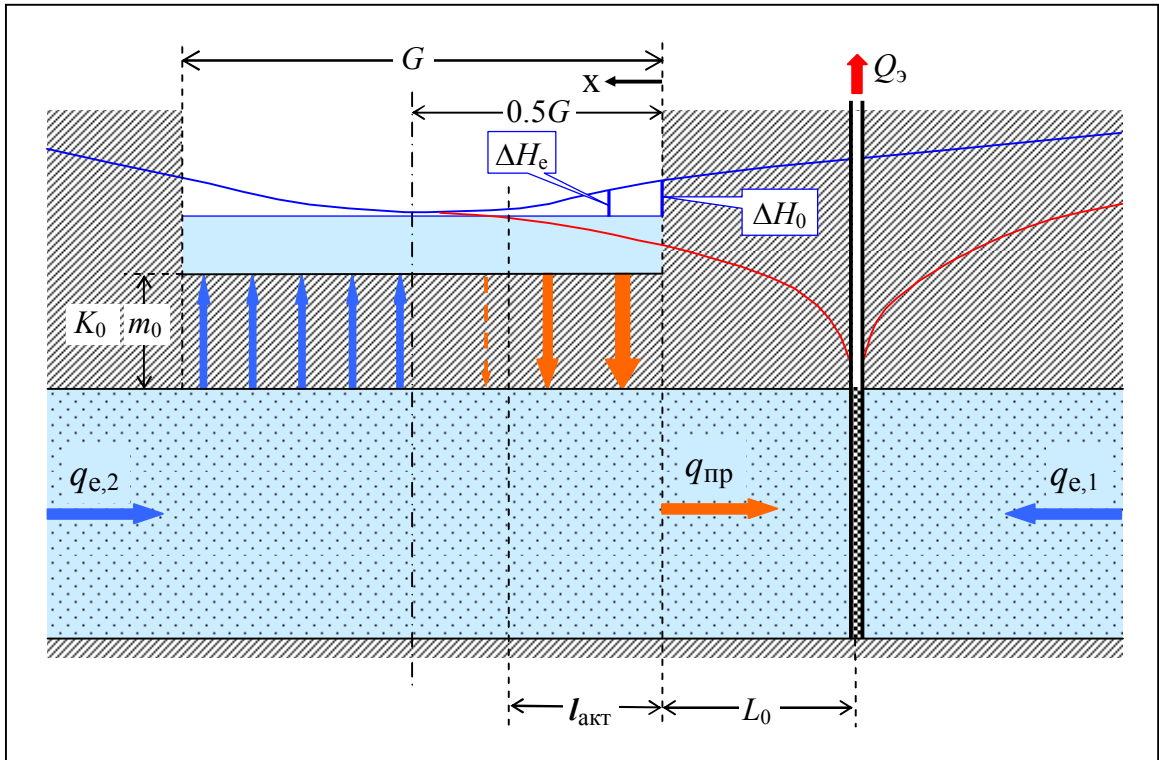


Рис. 7.2. Балансово-гидрогеодинамическая схема работы водозабора у «широкой» несовершенной реки



Если исходить из приближённого среднего значения $l_{акт} \approx 1.5B$, то река является «широкой» при $G > 3B$, или $\bar{G} > 3$, где $\bar{G} = \frac{G}{B}$ – безразмерная «приведенная ширина реки». Сразу заметим, что такое значение критерия \bar{G} является весьма жёстким и практически может быть существенно смягчено, что будет показано ниже.

Для оценки ЭЗ важно: если на разных берегах «широкой» реки расположить водозаборы, то они в балансовом и гидрогеодинамическом смысле *независимы*, так как их «активные зоны» под руслом реки не накладываются друг на друга. Следовательно, «широкая» река является **внешней границей** приречного месторождения подземных вод.

Термин «широкая» надо понимать виртуально: либо большая физическая ширина русла G , либо малое сопротивление подруслового экрана, то есть малая величина B . Насколько распространены в природе «широкие» реки? Рассчитаем значение фактора перетекания для реально возможных диапазонов изменения проводимости основного горизонта и строения подруслового экрана. Минимальные значения B принимает при низкой проводимости пласта, малой мощности экрана и высокой его проницаемости, максимальные – при обратном соотношении этих параметров.

$$T = 100 \text{ м}^2/\text{сутки}, m_0 = 1 \text{ м}, K_0 = 1 \text{ м/сутки} \rightarrow B = 10 \text{ м}$$

$$T = 1000 \text{ м}^2/\text{сутки}, m_0 = 5 \text{ м}, K_0 = 0.01 \text{ м/сутки} \rightarrow B = 700 \text{ м}$$

Видно, что даже при маломощном экране, сложенном тонкозернистым песком, «широкой» река будет только при ширине более 30 м, а в случае илистого, суглинистого экрана мощностью хотя бы в несколько метров река должна уже иметь ширину более двух километров. Таких рек единицы!

Таким образом, приходится сделать вывод, что во многих случаях при разведке приречных месторождений придётся сталкиваться с «узкими» в гидрогеодинамическом смысле реками.

Что меняется, если река «узкая»?

«Активная зона» распространяется на всю её ширину; инверсируется расход разгрузки естественного потока с обоих берегов ($q_{e,1} + q_{e,2}$); привлечение речных вод может происходить по всей ширине русла (рис. 7.3). **Река становится внутренней границей** для месторождения. Если на узкой реке расположить водозаборы на разных берегах, то они будут взаимодействовать между собой.

Поэтому в составе расчётной схемы должен присутствовать противоположный берег со своими параметрами, то есть на него должна распространяться область разведки.

Изменяется и характер учёта несовершенства реки. Для «широкой» реки в величине эквивалентной длины ΔL учитывается только сопротивление «своего» берега. Для «узкой» реки величина ΔL должна характеризовать условия формирования потока под рекой в целом. Принцип расчёта (по схеме «треугольник», рис. 7.3) таков: привлекаемый из реки поток представляется в виде двух составляющих – через левую (дальняя от водозабора часть реки) половину экрана ($q_{\text{пр}}^{\text{л}}$) и через правую ($q_{\text{пр}}^{\text{п}}$). «Правый» поток должен преодолеть только своё «береговое» сопротивление $\Phi_{\text{н}}$, а «левый» – сумму

(последовательное соединение) своего «берегового» сопротивления Φ_H и сопротивления «проскока» Φ_H^0 .

Следовательно, общая величина привлекаемого потока будет описываться выражением:

$$q_{\text{пр}} = q_{\text{пр}}^{\text{п}} + q_{\text{пр}}^{\text{л}} = \frac{H_{\Gamma} - H_{\Pi}}{\Phi_H} + \frac{H_{\Gamma} - H_{\Pi}}{\Phi_H + \Phi_H^0} = \frac{H_{\Gamma} - H_{\Pi}}{\Phi^*},$$

где $\Phi^* = \frac{\Phi_H(\Phi_H + \Phi_H^0)}{2\Phi_H + \Phi_H^0}$ представляет собой параллельное соединение сопротивлений

Φ_H и $(\Phi_H + \Phi_H^0)$.

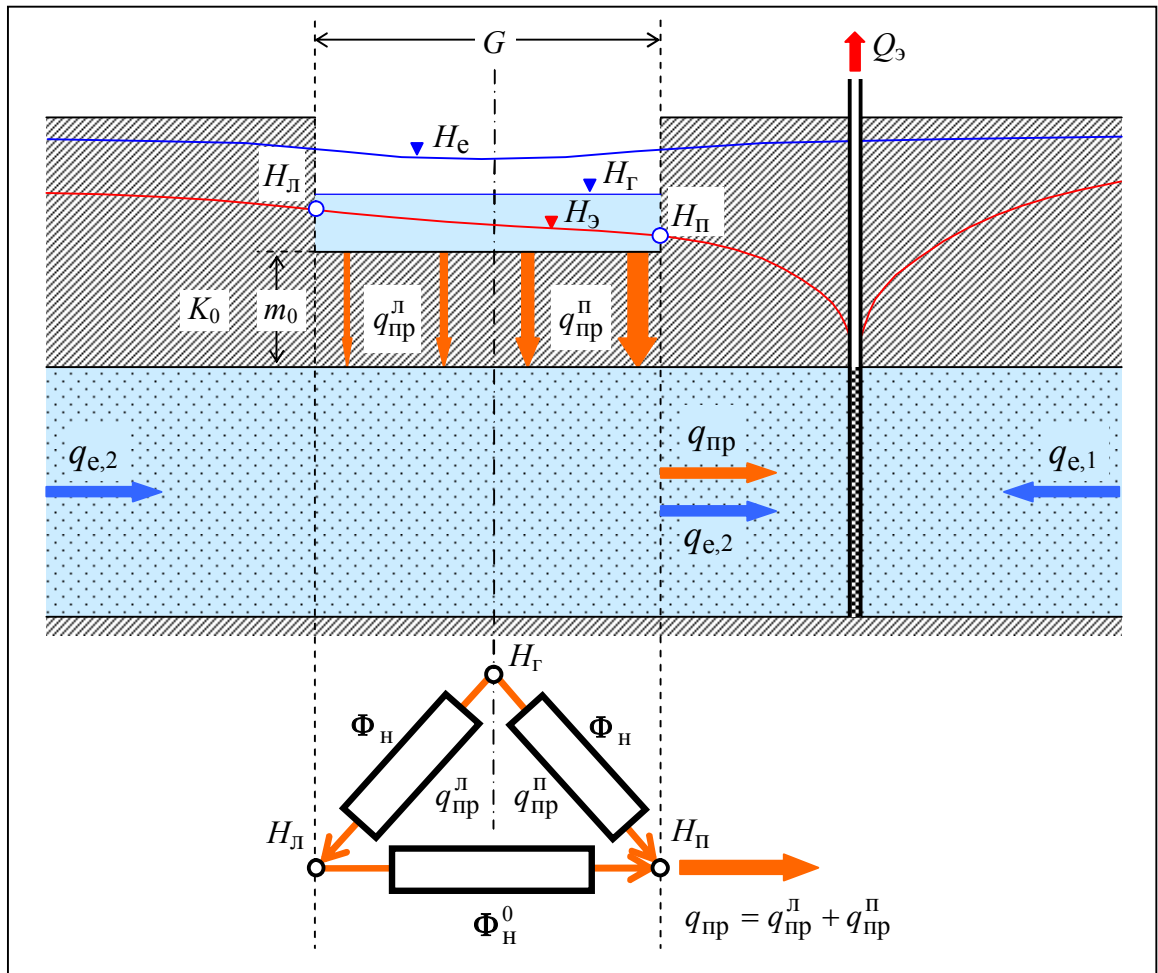


Рис.7.3. Балансово-гидрогеодинамическая схема работы водозабора у «узкой» несовершенной реки

Учитывая, что при единичной ширине фильтрационное сопротивление равно $\Phi = \frac{L}{T}$, можно ввести специальные эквивалентные длины: $\Phi_H = \frac{L_H}{T}$ («береговое» сопротивление с одного берега), $\Phi_H^0 = \frac{L_H^0}{T}$ (сопротивление «проскока» под руслом), $\Phi^* = \frac{\Delta L^*}{T}$ (обобщённое сопротивление «узкой» несовершенной реки). Соответственно выражение для привлекаемого потока приобретает вид:

$$q_{\text{пр}} = T \frac{H_{\Gamma} - H_{\Pi}}{\Delta L^*},$$

где $\Delta L^* = \frac{L_H(L_H + L_H^0)}{2L_H + L_H^0}$ – обобщённая эквивалентная длина для «узкой» реки.

Как зависят эквивалентные длины L_H , L_H^0 , ΔL^* от свойств экрана и физической ширины реки? В теории фильтрации у несовершенных рек доказывается:

$$L_H = B \operatorname{cth} 0.5\bar{G}; \quad L_H^0 = B \operatorname{sh} \bar{G}; \quad \Delta L^* = B \operatorname{cth} \bar{G}. \quad (7.4)$$

Тенденции поведения значения ΔL^* при изменении приведенной ширины реки (исходя из свойств гиперболических функций синуса и котангенса):

- $\bar{G} \rightarrow \infty$ (физически широкая река, малое сопротивление экрана):

$$L_H^0 \rightarrow \infty; \quad \Delta L^* \rightarrow L_H \rightarrow B.$$

Практически можно принимать, что река является «широкой» ($\Delta L^* \approx B$) при $\bar{G} > (1.5-1.85)$ с погрешностью 10-5% соответственно.

- $\bar{G} \rightarrow 0$ (исчезающе узкая или весьма несовершенная река, деградация граничного условия):

$$L_H^0 \rightarrow 0; \quad L_H \rightarrow \infty; \quad \Delta L^* \rightarrow 0.5 L_H = 0.5 B \operatorname{cth} 0.5\bar{G}.$$

Практически можно принимать условие $\Delta L^* = 0.5 B \operatorname{cth} 0.5\bar{G}$ при значениях $\bar{G} < (0.35-0.45)$ с погрешностью 5-10% соответственно.

- В промежуточном интервале значений \bar{G} для расчёта эквивалентных длин нужно пользоваться вышеприведенными полными выражениями (7.4).

Балансовая структура эксплуатационного водоотбора у «узкой» реки также претерпевает изменения в сторону уменьшения относительной роли ПР при уменьшении приведенной ширины \bar{G} . При относительно небольшом несовершенстве ($\bar{G} > 2-3$) ещё можно пользоваться аналитическим описанием:

$$\bar{Q}_{\text{пр}} = \frac{2}{\pi} \left(\frac{\pi}{2} - \arctg \frac{1}{\sqrt{\bar{Q}_3^* - 1}} - \frac{\sqrt{\bar{Q}_3^* - 1}}{\bar{Q}_3^*} \right) \left(1 - \frac{1}{\text{ch } \bar{G}} \right), \quad (7.5)$$

(при этом \bar{Q}_3^* рассчитывается по формуле 7.1 с использованием $(L_0 + \Delta L^*)$ и $q_{e,1}$).

Для более высокой степени несовершенства рек аналитических зависимостей, пригодных для практического применения, нет. В таких случаях для анализа баланса водоотбора на конкретных объектах следует использовать моделирование.

III. Возможность возникновения СВОБОДНОГО РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ под рекой.

Этот вопрос важен с точки зрения достоверности оценки понижения уровней и балансовой структуры ЭЗ. В предыдущем рассмотрении мы предполагали, что взаимодействие потока подземных вод с рекой происходит в подпёртом режиме, то есть при сохранении гидравлической связности (неразрывности) всей «фильтрационной цепочки». Однако, такое положение может быть нарушено при возникновении больших понижений уровня под руслом реки – например, при слишком большом дебите водоотбора или при значительном сопротивлении экрана. Если пониженный уровень подземных вод на некотором участке русла опустится ниже подошвы экрана, то возникает так называемый «**ОТРЫВ**»: поверхность потока подземных вод под дном реки становится свободной, а привлекаемый поток из реки имеет характер «дождевания», то есть происходит при неполном насыщении порового пространства (рис. 7.4). Физическая основа этого явления – в резком различии активной пористости глинистых пород экрана и хорошо проницаемых пород водоносного горизонта. Такой режим взаимодействия подземных и поверхностных вод называется **свободным**.

Что меняется при возникновении отрыва на участке русла?

Напор на плоскости разрыва сплошности потока становится постоянным и равным отметке подошвы экрана H^0 над плоскостью сравнения, так как пьезометрическая высота здесь равна нулю. Соответственно выражение для расхода привлекаемого потока приобретает вид (обозначения на рис. 7.4):

Явление конверсии, несомненно, снижает роль ПР в балансе водоотбора. Как реагирует на это водозабор? Ему приходится расширять зону влияния вдоль реки, то есть дополнительно понижать уровни до тех пор, пока расширение воронки не даст необходимую дополнительную инверсию разгрузки и дополнительное привлечение в подпёртом режиме на флангах воронки.

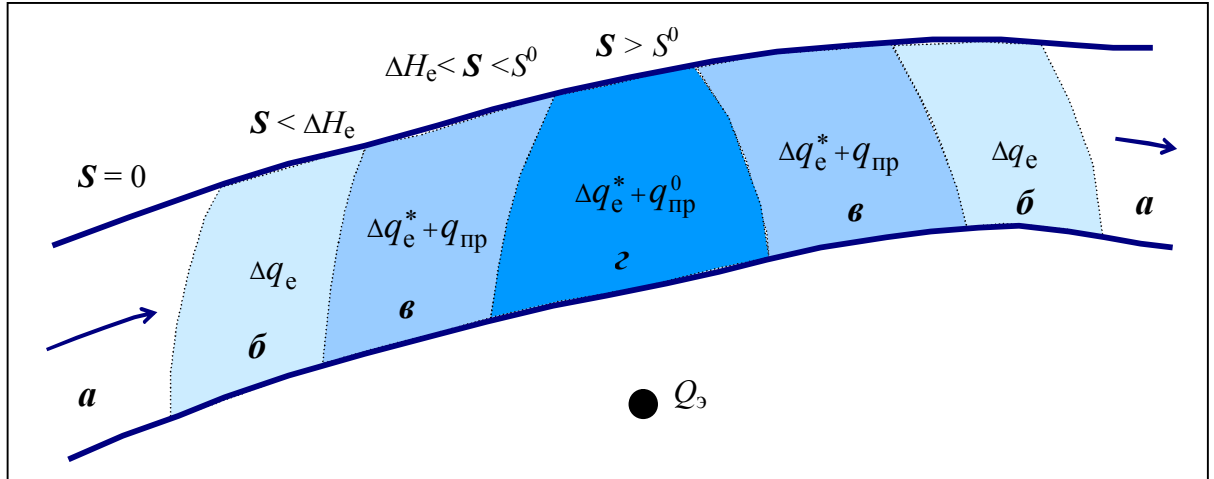


Рис. 7.5. Локализация балансово-гидрогеодинамических зон в области депрессии напоров под руслом «узкой» несовершенной реки: а) ненарушенный режим, б) частичная инверсия естественной разгрузки, в) полная инверсия естественной разгрузки и привлечение в подпёртом режиме, г) полная инверсия естественной разгрузки и привлечение в свободном режиме

Таким образом, конверсия увеличивает понижения уровней, увеличивает размеры депрессионной воронки и несколько понижает относительную роль ПР в структуре баланса водоотбора.

Критическое значение дебита водоотбора, при превышении которого начинаются явления отрыва, для простых расчётных схем можно предварительно оценить на основе аналитических критериев:

- Одиночная скважина (или компактная группа скважин) у «широкой» реки – в этом случае зона отрыва уровня захватывает лишь ближнюю к водозабору часть русла:

$$Q_0 = \frac{2\pi T S^0}{\ln(1 + \frac{2}{\bar{L}_0})}, \text{ где } \bar{L}_0 = \frac{L_0}{B}. \quad (7.8)$$

- Одиночная скважина (или компактная группа скважин) у «узкой» реки – зона отрыва распространяется на всю ширину русла:

$$Q_0 = \frac{2\pi TS^0}{(\exp \gamma_1 W(\gamma_1) + \exp \gamma_2 W(\gamma_2))}, \quad (7.9)$$

где $\gamma_1 = 0.5\bar{L}_0\bar{G}$; $\gamma_2 = 2\frac{L_0}{G}$; W – символ интегральной экспоненциальной функции.

- Равномерный равнодебитный линейный ряд длиной l с шагом σ ($L_0 < 0.3l$):

$$Q_0 = \sigma GK_0 \frac{S^0}{m_0}. \quad (7.10)$$

Аналитических зависимостей для расчётов водозаборов с учётом явления конверсии нет. В алгоритмах программ численного моделирования фильтрации обычно предусматривается возможность конверсии граничных условий 3 рода, однако в этом следует специально убедиться. В описании исходных данных должен существовать какой-то показатель для контроля факта отрыва – чаще всего это отметка уровня отрыва (в принятой системе отсчёта напоров). Это сложно определяемая и весьма переменчивая характеристика, оценка которой при разведке требует тщательного изучения строения русловых и подрусловых отложений. В относительно простом случае моноэкрана (однослойного строения) проблема состоит, главным образом, в оценке его мощности под руслом реки. Гораздо сложнее оценить возможный уровень разрыва потока в распространённом случае слоистого экрана. Теоретически разрыв вертикального потока в слоистой толще происходит между слоями с номерами (сверху вниз) j и $j+1$, на границе раздела которых выполняется условие:

$$\frac{h_p + \sum_{i=1}^j m_i}{\sum_{i=1}^j \frac{m_i}{K_i}} < K_{j+1}.$$

В завершение описания роли граничного условия 1 или 3 рода на контурах поверхностных водотоков (водоёмов) рассмотрим результаты простых численных и модельных имитаций работы водозабора у реки.

Оценка времени и степени влияния граничного условия на контуре реки

При проектировании необходимой продолжительности опытных и опытно-эксплуатационных откачек и обосновании расчётного режима фильтрации на период эксплуатации водозабора требуется оценка: а) времени заметного проявления влияния реки, б) времени практической стабилизации депрессионной воронки. Эти характерные моменты времени в процессе нестационарного развития депрессии

напоров могут быть определены лишь с некоторой заданной погрешностью оценки понижений ε .

Время t_0 , после которого граничное условие на контуре реки начинает существенно (с погрешностью ε) влиять на понижения уровней, определяется критерием:

$$t_0 = 0.36 \frac{(r')^2}{a} \sqrt{\frac{\varepsilon r}{r'}}$$

где r, r' – соответственно расстояние до действующей (опытной или эксплуатационной) скважины и до её зеркального отражения относительно уреза реки. Для самой действующей скважины $r = r_c, r' = 2L_0$.

Время наступления стабилизации депрессии $t_{ст}$ для действующей скважины оценивается по критерию:

$$t_{ст} = \frac{L_0^2}{4.6 \varepsilon a \lg \frac{2L_0}{r_c}}$$

где $\varepsilon = \frac{\Delta S}{S_{ист.ст.}}$ – относительная погрешность (по понижениям) признания факта стабилизации (рис. 7.6); $S_{ист.ст.}$ – истинное стационарное понижение, теоретически устанавливающееся при $t \rightarrow \infty$. Например, при $S_{ист.ст.} = 10$ м и $\varepsilon = 0.1$ величина $\Delta S = 1$ м и стабилизацию можно считать наступившей при $S = 9$ м.

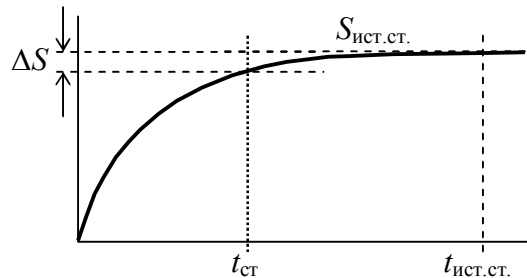


Рис. 7.6. К оценке факта наступления стабилизации понижений

На рис. 7.7 показаны зависимости изменения величин t_0 и $t_{ст}$ от удаления действующей скважины от реки (при $a = 10^3$ м²/сутки, $r_c = 0.1$ м, $\varepsilon = 0.1$).

Отметим, что:

– величины t_0 и $t_{ст}$ линейно зависят от уровнепроводности, поэтому кривые на рис. 7.7 можно использовать при любых её значениях обратным пропорциональным смещением по оси ординат.

– приведенные критерии безусловно справедливы для совершенных рек; их использование для несовершенных рек неправомерно, так как метод «дополнительного слоя» (замена фактического расстояния L_0 виртуальной суммой $L_0 + \Delta L$) применим лишь для описания стационарных состояний.

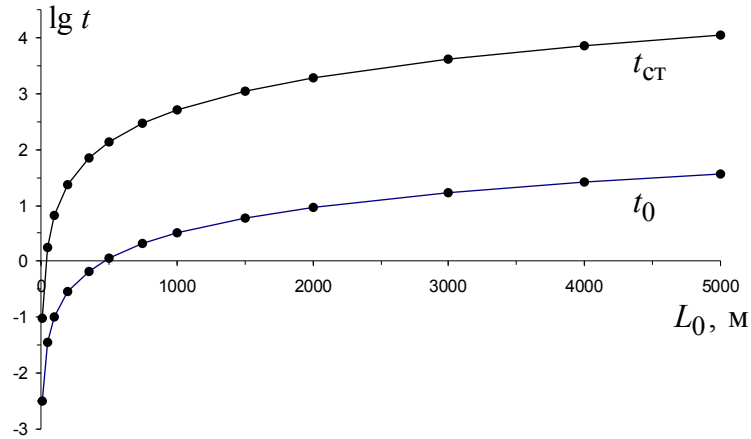


Рис. 7.7. Зависимости времени начала влияния граничного условия на реке и стабилизации депрессии от удаления скважины от реки

Немаловажный практический вопрос – при каком удалении от реки можно не учитывать её гидрогеодинамического влияния на понижение уровня в водозаборе?

Критерием для такой оценки можно принять (с заданной погрешностью ε) равенство понижения в неограниченном пласте

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2.25at}{r_c^2} \rightarrow \bar{S} = \frac{2\pi TS}{Q} = \ln \frac{1.5\sqrt{at}}{r_c}$$

и в полуограниченном пласте с прямолинейной границей 1 рода

$$S_0 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{2L_0}{r_c} \rightarrow \bar{S}_0 = \frac{2\pi TS_0}{Q} = \ln \frac{2L_0}{r_c}$$

Очевидно, что $\varepsilon = \frac{\bar{S}_0 - \bar{S}}{\bar{S}_0} = 0$ при $L_0 = 0.75\sqrt{at}$. При бóльшем удалении река

перестает оказывать влияние на понижение уровня и сам принцип зеркального отражения, на котором построена формула (4.1), теряет смысл.

При приближении водозабора к реке погрешность нелинейно возрастает (по модулю). С погрешностью 10-5% можно пренебрегать влиянием реки при $L_0 > (0.25 \div 0.45)\sqrt{at}$ (рис. 7.8). При расчётном сроке $t = 10^4$ суток, радиусе фильтра водозаборной скважины $r_c = 0,1-0,2$ м и характерных значениях уровнепроводности грунтовых водоносных горизонтов, взаимодействующих с реками, $a = 10^3-10^4$ м²/сутки это расстояние составляет от 800-1400 до 2500-4500 м (с погрешностью 10-5% соответственно).

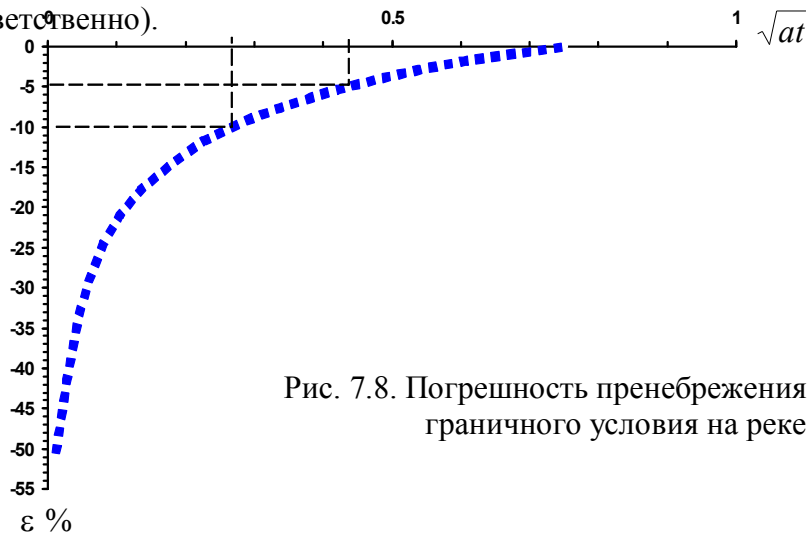


Рис. 7.8. Погрешность пренебрежения влиянием граничного условия на реке

Зависимость понижения от дебита («кривая дебита»)

Сосредоточенный водозабор (скважина или компактный водозаборный узел) на расстоянии 100 м от уреза реки в безнапорном водоносном горизонте с коэффициентом фильтрации 25 м/сутки и мощностью в прирусловой зоне 20-22 м (в точке водозабора 21.45 м). Моделируется стационарный режим фильтрации при работе водозабора с дебитами от 500 до 4500 м³/сутки. Граничное условие на реке: **1)** 1 рода (совершенная река), **2)** 3 рода без возможности конверсии, **3)** 3 рода с возможностью конверсии при понижении $S^0 = 2.73$ м. В вариантах **2)** и **3)** несовершенство реки характеризуется удельным сопротивлением экрана $f_0 = 80$ суток; соответственно фактор перетекания в ложе реки $B \approx 200$ м. Таким сопротивлением обладает, например, слой суглинка мощностью 0.8-1 м. При ширине русла $G = 20$ м эквивалентная длина ΔL^* (по формуле 7.4) около 2000 м.

Результаты имитационного моделирования приведены в табл. 7.2 и на рис. 7.9. Поправки к модельному решению рассчитаны по формуле (4.14).

Таблица 7.2. Результаты имитационного моделирования водозабора при разном состоянии граничного условия на контуре реки

Дебит, м ³ /сутки	Условие 1 рода			Условие 3 рода без конверсии			Условие 3 рода с конверсией		
	$S_{\text{бл}}, \text{ м}$	$S_{\text{с}}, \text{ м}$	% h_e	$S_{\text{бл}}, \text{ м}$	$S_{\text{с}}, \text{ м}$	% h_e	$S_{\text{бл}}, \text{ м}$	$S_{\text{с}}, \text{ м}$	% h_e
500	0.63	1.25	6	1.12	1.71	8	1.12	1.71	8
1 000	1.29	2.60	12	2.31	3.59	17	2.31	3.59	17
2 000	2.67	5.66	26	4.93	8.11	38	4.93	8.11	38
2 500	3.41	7.48	35	6.41	11.08	52	6.43	11.11	52
3 000	4.18	9.60	45	8.05	15.32	71	8.14	15.55	72
3 200	4.50	10.59	50	8.76	18.51	86	8.90	19.08	89
3 500	4.99	12.29	57	9.92	перепонижение		10.21	перепонижение	
4 000	5.86	16.75	78						
4 500	6.78	перепонижение							

По результатам решения можно видеть:

– все кривые дебита (**А**) имеют нелинейный, выпуклый характер, что объясняется безнапорным характером потока с уменьшающейся проводимостью при понижении уровня. Это отчётливо подтверждается линейной зависимостью (**Б**) удельного дебита от понижения (см. формулу 5.2).

– несовершенство реки заметно увеличивает понижение уровня в водозаборе (с соответственным снижением удельного дебита).

– отрыв воронки от подошвы экрана происходит при дебите более 2 400 м³/сутки (по формуле 7.9). При рассматриваемом параметрическом сочетании влияние конверсии граничного условия на реке незначительно влияет на понижение уровня в водозаборе (что, однако, не следует считать правилом).



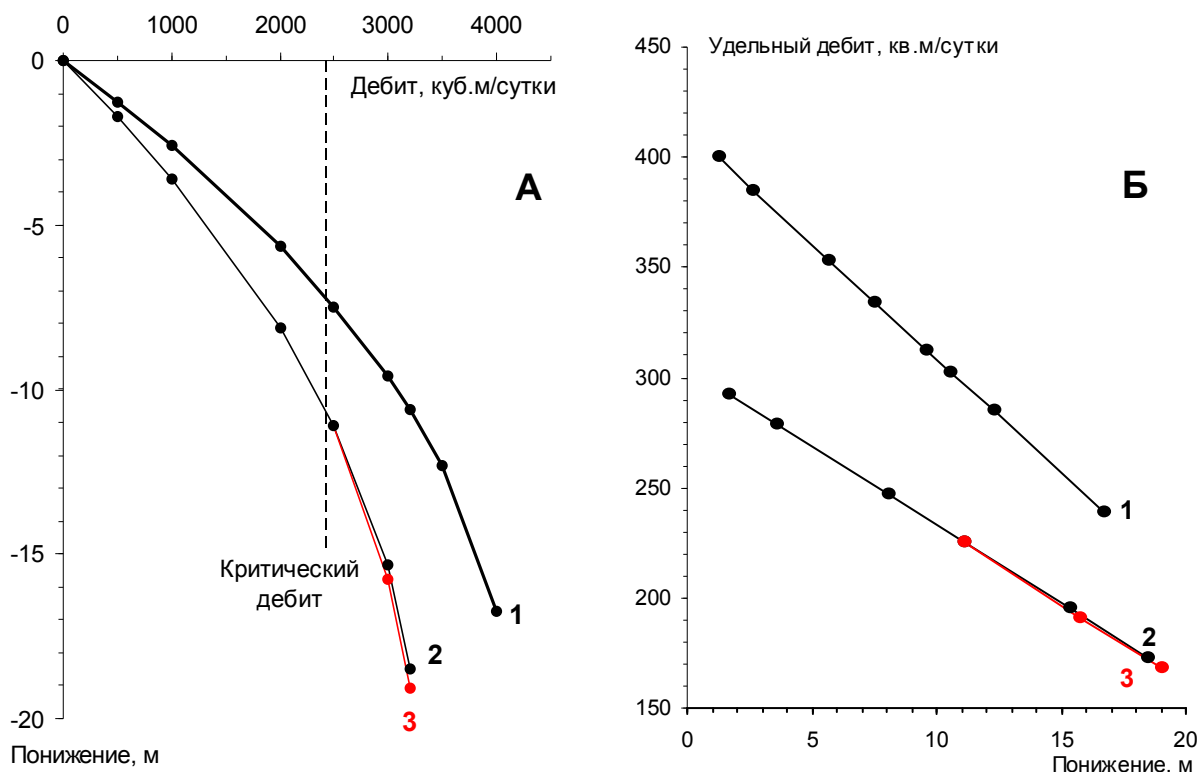


Рис. 7.9. Зависимости понижения от дебита (А) и удельного дебита от понижения (Б) при граничном условии на реке:
 1 – 1 рода, 2 – 3 рода без конверсии (подпёртый режим),
 3 – 3 рода с конверсией (свободный режим)



Зависимость доли привлекаемых ресурсов в балансе водоотбора от степени несовершенства реки

Сосредоточенный водозабор (скважина или компактный водозаборный узел) в безнапорном водоносном горизонте с коэффициентом фильтрации 40 м/сутки и начальной мощностью 20-25 м. Моделируется стационарный режим фильтрации при работе водозабора на различном удалении L_0 от уреза реки и с различными дебитами Q . Граничное условие на реке – 3 рода, возможность отрыва воронки от ложа реки исключена (уровень конверсии задан на заведомо низкой отметке).

Цель численного эксперимента – сравнительная характеристика изменчивости доли привлекаемого потока из реки в общем балансе водоотбора в зависимости от степени несовершенства реки (как за счёт варьирования удельного сопротивления экрана f_0 , так и при различной физической ширине реки G).

На рис. 7.10, а демонстрируется зависимость $\bar{Q}_{пр}$ от удаления водозабора L_0 от уреза совершенной реки при разных соотношениях дебита водозабора и единичного расхода естественного потока подземных вод. Для несовершенных рек эта зависимость рассмотрена только для одного соотношения $\frac{Q}{q_e} = 3500$: на рис. 7.10, б

приведены кривые для разных значений эквивалентной длины $\Delta L = B$ при «неограниченной» ширине реки, а на рис. 7.10, в – для «узкой» реки при разных

значения её приведенной ширины \bar{G} и обобщённой эквивалентной длины $\Delta L = B \operatorname{cth} \bar{G}$.

Несмотря на ограниченный объём численных экспериментов для несовершенных рек, можно отметить: 1) величина притока из реки $\bar{Q}_{\text{пр}}$ заметно снижается при удалении от реки и возрастании степени её несовершенства, 2) форма кривых отвечает полиному 2-го порядка вида $\bar{Q}_{\text{пр}} = A + CL_0 + DL_0^2$; для изученного диапазона параметров в таблицах 7.3 и 7.4 приведены коэффициенты полиномиальной регрессии и положение «нулевой» точки, в которой $\bar{Q}_{\text{пр}} = 0$.

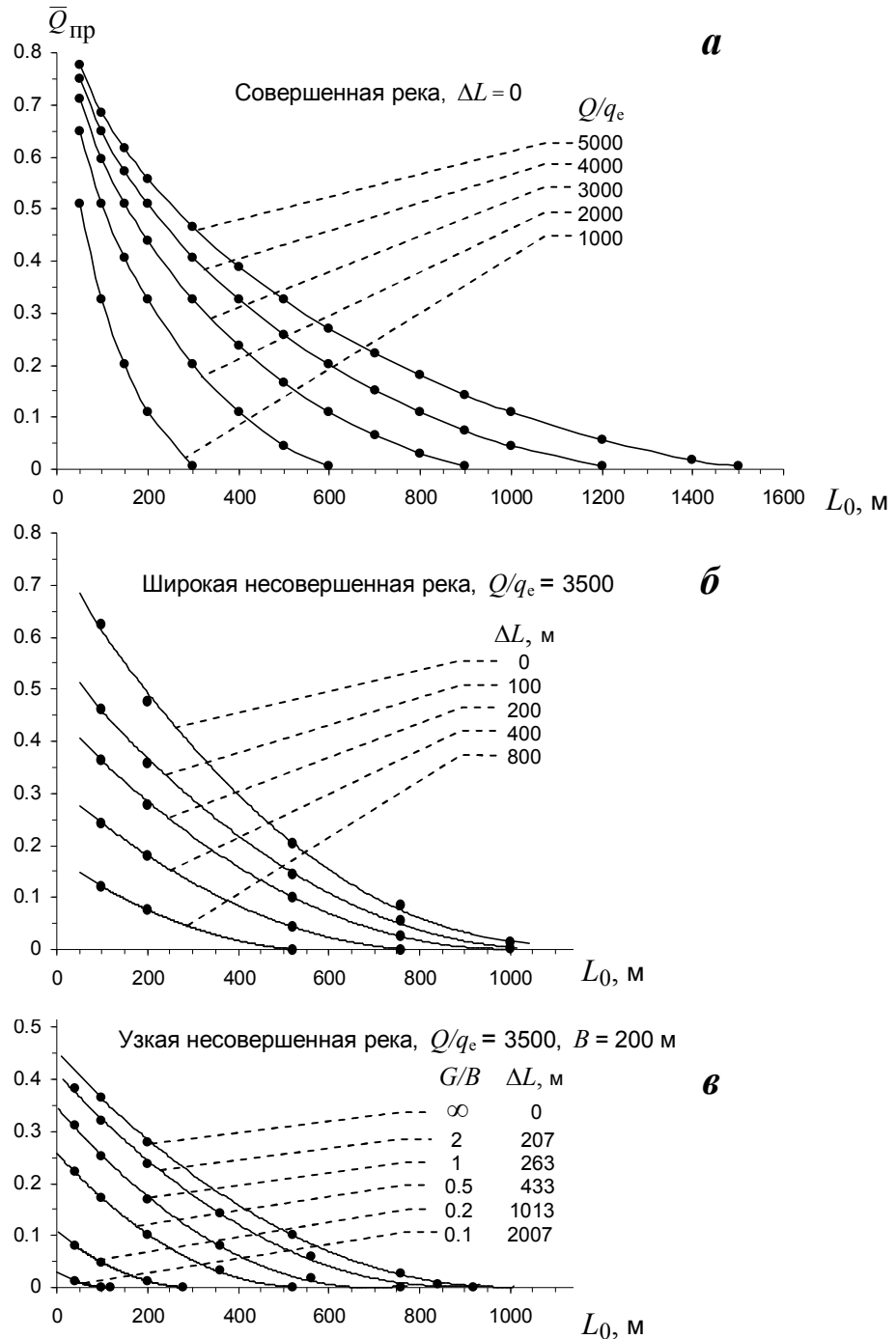


Рис. 7.10. Изменение доли привлекаемых ресурсов в балансе эксплуатационного водоотбора

Таблица 7.3. Коэффициенты полинома 2-й степени, аппроксимирующего долю привлекаемых ресурсов для «широкой» реки

Q/q_e	ΔL , м	A	C	D	Удаление «нулевой» точки от уреза, м
5000	0	0.783176	-0.001149	4.796E-07	1592
	100	0.609369	-0.000856	3.358E-07	1262
	200	0.518653	-0.000735	2.774E-07	1208
	400	0.388232	-0.000592	2.287E-07	1111
	800	0.245178	-0.000472	2.291E-07	863
4500	0	0.771415	-0.001208	5.191E-07	1432
	100	0.601992	-0.000912	3.685E-07	1176
	200	0.497939	-0.000776	3.119E-07	1123
	400	0.364968	-0.000625	2.666E-07	1027
	800	0.222770	-0.000497	2.741E-07	784
4000	0	0.757806	-0.001279	5.714E-07	1273
	100	0.581114	-0.000968	4.152E-07	1089
	200	0.470764	-0.000803	3.352E-07	1001
	400	0.342120	-0.000695	3.581E-07	844
	800	0.200536	-0.000548	3.720E-07	578
3500	0	0.741792	-0.001369	6.461E-07	1114
	100	0.555644	-0.001037	4.861E-07	1009
	200	0.447360	-0.000903	4.537E-07	997
	400	0.313638	-0.000753	4.487E-07	764
	800	0.173888	-0.000586	4.838E-07	522
3000	0	0.739961	-0.001628	9.384E-07	955
	100	0.536799	-0.001215	7.022E-07	812
	200	0.419261	-0.001023	6.232E-07	765
	400	0.284837	-0.000864	6.549E-07	553
	800	0.146485	-0.000654	7.289E-07	303
2500	0	0.717448	-0.001796	1.133E-06	796
	100	0.500695	-0.001447	1.058E-06	602
	200	0.388743	-0.001223	9.726E-07	551
	400	0.245815	-0.000956	9.284E-07	335
	800	0.118290	-0.000759	1.217E-06	238
2000	0	0.736125	-0.002492	2.201E-06	637
	100	0.470869	-0.001672	1.482E-06	523
	200	0.338720	-0.001373	1.378E-06	324
	400	0.202970	-0.001121	1.547E-06	262

Таблица 7.4. Коэффициенты полинома 2-й степени, аппроксимирующего долю привлекаемых ресурсов для «узкой» реки ($B = 200$ м, $Q/q_e = 3500$)

G/B	ΔL , м	A	C	D	Удаление «нулевой» точки от уреза, м
2	207	0.412179	-9.457E-04	5.459E-07	925
1	263	0.346040	-1.000E-03	7.223E-07	766
0.5	433	0.257794	-9.481E-04	8.757E-07	526
0.2	1013	0.106282	-6.924E-04	1.121E-06	283



Зависимость понижений и баланса водоотбора от степени несовершенства реки при образовании зоны свободного режима фильтрации из реки

Сосредоточенный водозабор (скважина или компактный водозаборный узел) на расстоянии 100 м от уреза реки в водоносном горизонте с независимой проводимостью 500 м²/сутки. Моделируется стационарный режим фильтрации при работе водозабора с дебитом 2 500 м³/сутки. Граничное условие на реке – 3 рода с удельным сопротивлением экрана f_0 в диапазоне от 0 (совершенная река) до 500 суток. Критическое понижение для отрыва уровня от реки $S^0 = 2$ м. Поправка к решению в «скважинном» блоке ΔS постоянная и равна 2.97 м (по формуле 4.11).

Результаты решения (табл. 7.5, рис. 7.11, 7.12) показывают, что при увеличении степени несовершенства реки:

- возрастает понижение уровня в водозаборе,
- значительно расширяется площадь депрессионной воронки,
- при удельном сопротивлении экрана $f_0 > 30$ -35 суток (фактор перетекания $B > 125$ -130 м) происходит конверсия граничного условия на реке. Доля привлечения из реки в свободном режиме и размер зоны отрыва воронки под рекой возрастают с увеличением f_0 .

Таблица 7.5. Результаты имитационного моделирования приречного водозабора с разной степенью несовершенства реки

f_0 , сутки	B , м	Понижение, м		Доля привлечения из реки в зоне отрыва уровня, %	Размер зоны отрыва, м
		на модели	с поправкой		
0	0	3.12	6.09	0	0
10	71	3.95	6.92	0	0
50	158	4.88	7.85	6	180
80	200	5.23	8.20	8	380
150	274	5.75	8.72	9.5	860
500	500	7.17	10.14	17	5300

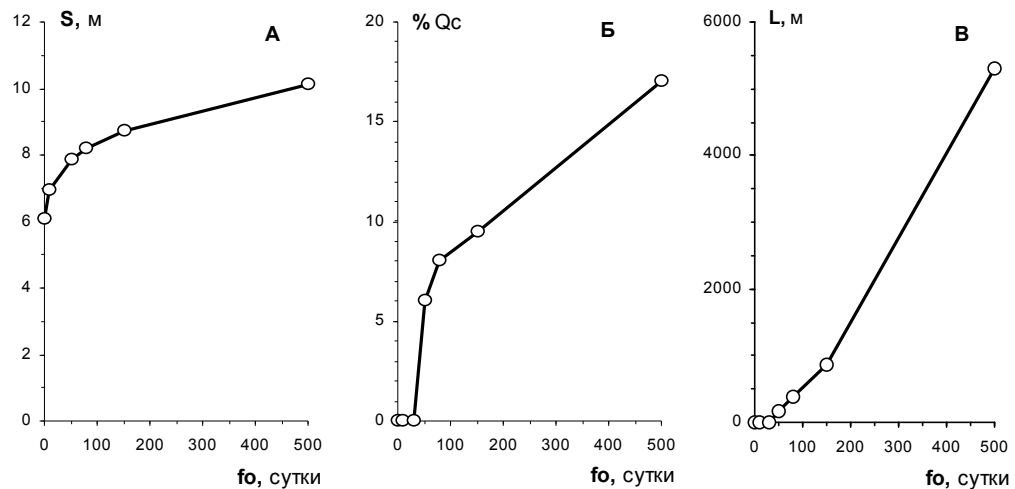


Рис. 7.11. Зависимости понижения в водозаборе (А), доли привлечения из реки (Б) и размера зоны отрыва (В) от удельного сопротивления экрана

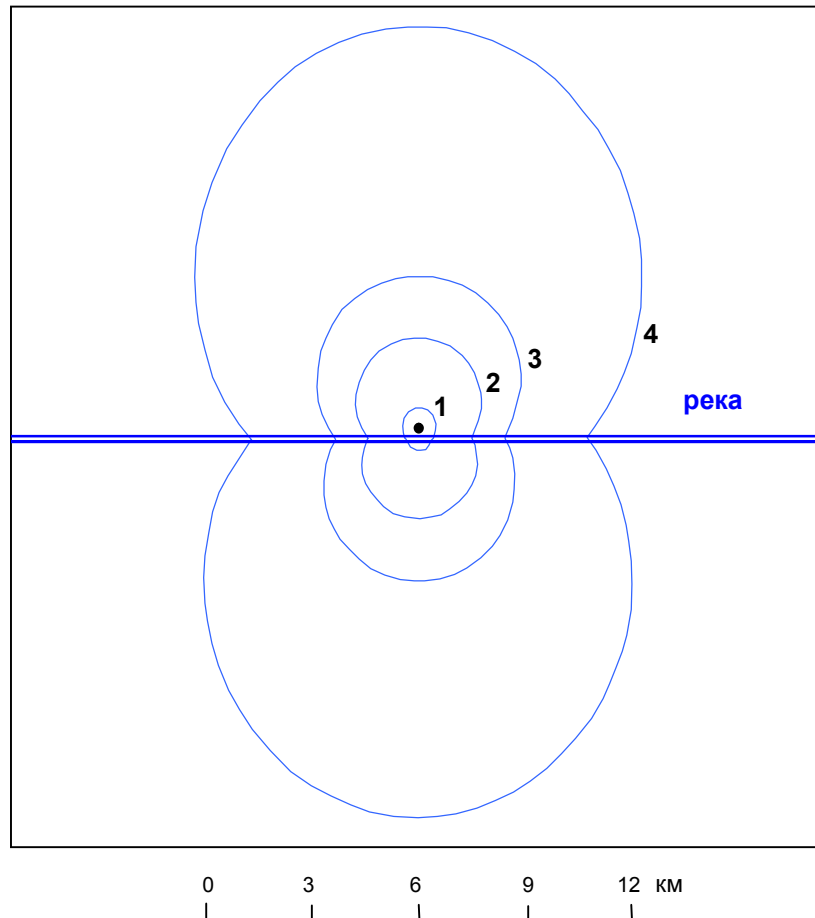


Рис. 7.12. Форма депрессионной воронки (по изолинии понижения 0.5 м) при значениях удельного фильтрационного сопротивления экрана (сутки):
1 – 10, 2 – 50, 3 – 80, 4 – 150

Изменение режима подземных вод в зоне отрыва воронки от реки

Факт отрыва депрессионной воронки от реки эффективно диагностируется характерным изменением режима уровней эксплуатируемого водоносного горизонта, выражающемся в значительном (нередко – в несколько раз) возрастании амплитуды колебания уровней в периоды половодья и паводков. Природа этого явления очевидна. В гидравлически связанном потоке (при подпёртом режиме фильтрации через экран) его расход автоматически регулируется соотношением уровней реки и водоносного горизонта; в таких условиях амплитуда изменения уровня подземных вод в принципе не может превышать величину изменения уровня реки. При существовании зоны свободного режима под рекой связь между уровнями подземных и поверхностных вод утрачивается и расход фильтрации из реки через экран определяется только поведением уровня реки H_r (см. формулу 7.6). Поэтому амплитуда колебаний уровня в водоносном горизонте в зоне отрыва обычно превышает амплитуду соответствующего изменения уровня реки.

В модельном эксперименте воспроизводится циклически повторяющийся ежегодный подъём уровня реки на 1.5 м. Водоносный горизонт безнапорный, с коэффициентом фильтрации 50 м/сутки и мощностью в ненарушенном состоянии около 20 м. Ложе реки шириной 30 м экранировано супесчано-суглинистым слоем с

коэффициентом фильтрации 0.1 м/сутки и мощностью 0.5 м – соответственно удельное фильтрационное сопротивление $f_0 = 5$ суток, фактор перетекания $B_0 \approx 70$ м. Естественное превышение уровня подземных вод над рекой в меженные периоды $\Delta H_e = 0.085$ м. Водозаборная скважина на расстоянии 100 м от уреза реки. Понижение отрыва по формуле 7.7 составляет 1.585 м (при глубине реки 1 м). Критический дебит, при котором начинаются явления отрыва воронки, равен 6 тыс. м³/сутки (по формуле 7.9).

На рис. 7.13 показано развитие понижения в течение первых пяти лет работы водозабора с дебитом 12 тыс. м³/сутки. Уже на второй год амплитуда сезонного изменения уровня в водозаборной скважине увеличивается до 2.5 м, что втрое больше естественной амплитуды и даже заметно превышает высоту подъёма уровня в реке. Размер зоны отрыва вдоль реки в меженный период достигает 480-500 м, а в пик половодья сокращается до 200 м.

В реальных условиях режимная картина осложняется колебаниями дебита водозабора, наличием подруслового потока подземных вод вниз по долине реки, возможностью временного возвращения воронки в подпёртый режим при значительном подъёме уровней и т.п., однако вышеописанная общая тенденция прослеживается вполне отчётливо. На рис. 7.14 показаны фрагменты режимных наблюдений на действующих водозаборах (не вполне качественные по полноте и непрерывности наблюдений, что, к сожалению, является большим местом системы отечественного объектного мониторинга).

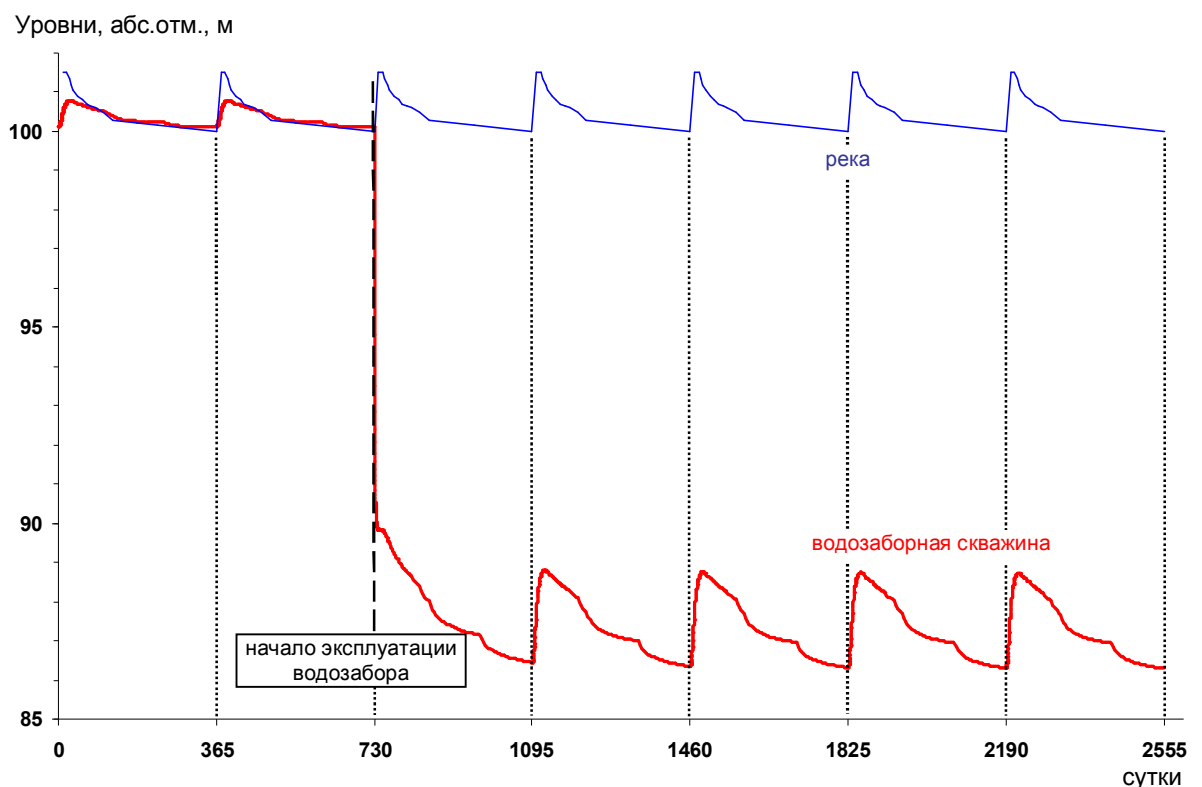


Рис. 7.13. Результаты модельного эксперимента

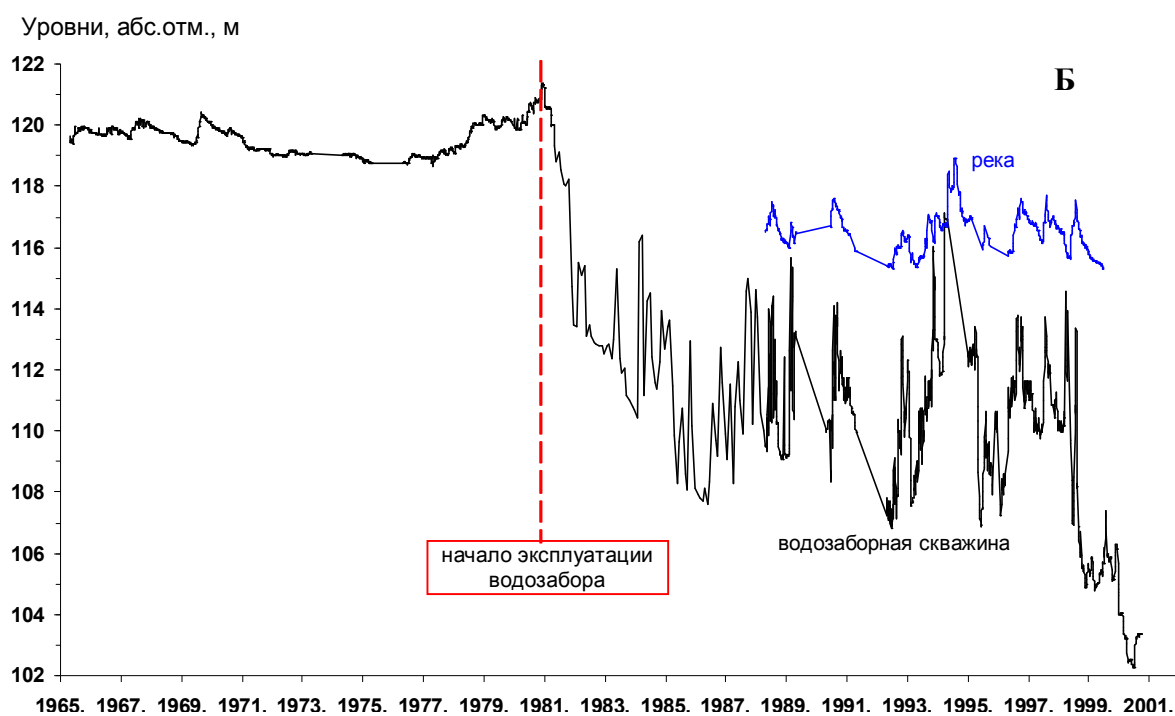
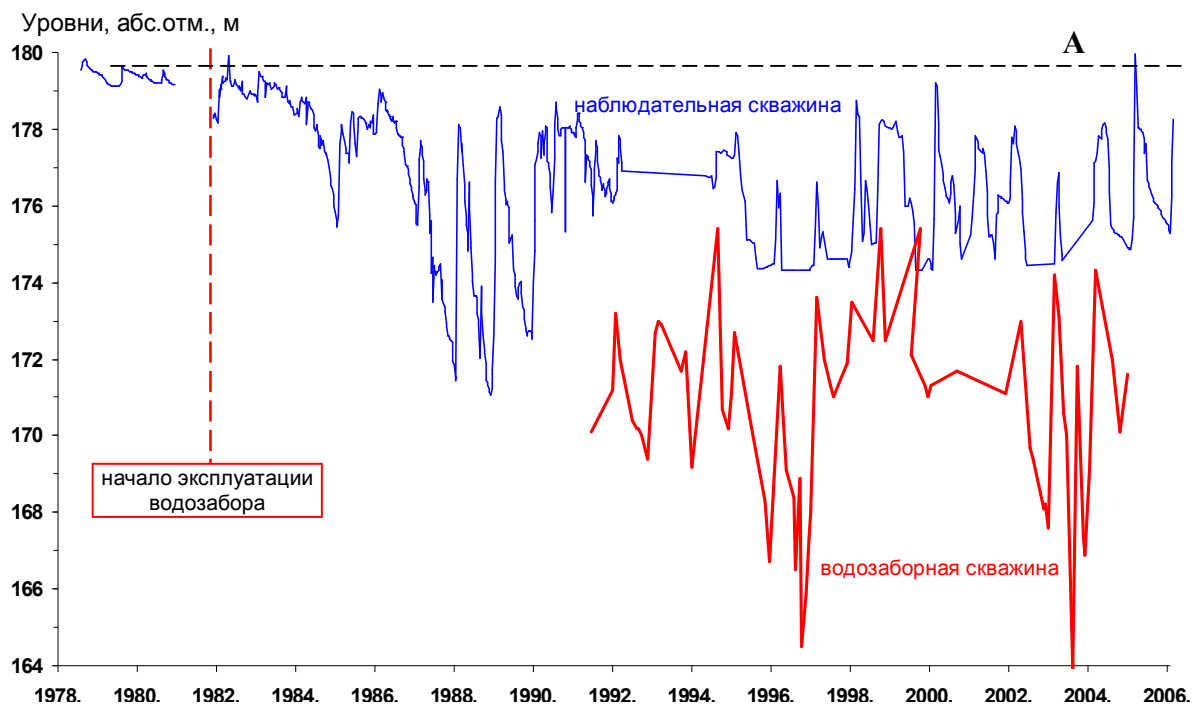


Рис. 7.14. Режимные наблюдения на действующих водозаборах
А – в долине р.Осетр (Тульская обл.), алексинско-тарусский водоносный горизонт C_1 ,
Б – в долине р.Северский Донец (Белгородская обл.), сантон-маастрихтский мергельно-меловой водоносный комплекс K_2