

А.В. ЛЕБЕДЕВ

ПРОГНОЗ
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ
ГРУНТОВЫХ ВОД
НА ОРОШАЕМЫХ
ТЕРРИТОРИЯХ

ГОСГЕОЛТЕХИКАДАТ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ „ВСЕГИНГЕО“
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

А. В. ЛЕБЕДЕВ

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

(Гидрогеологические расчеты)



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1957

ПРЕДИСЛОВИЕ

В решениях исторического XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР и в постановлениях Пленума ЦК КПСС о мерах дальнейшего развития сельского хозяйства развернута грандиозная программа повышения урожайности зерновых и технических культур, дальнейшего увеличения общественного поголовья скота, увеличения валовой и товарной продукции на основе внедрения передовой агротехники.

Для расширения орошаемых площадей за счет освоения целинных земель предусматривается строительство новых и улучшение ряда действующих оросительных систем.

В свете этих народнохозяйственных проблем перед гидрогеологической службой поставлена задача по изучению режима грунтовых вод и прогнозу изменения его в целях борьбы с возможными вредными последствиями обводнения территорий (вторичное засоление и заболачивание земель).

Режим грунтовых вод представляет собой непрерывный процесс изменения во времени их количества (дебита, уровня) и качества (химического состава, физических свойств). В данной работе мы ограничиваемся рассмотрением приемов анализа и прогноза только режима уровня грунтовых вод.

Наиболее подробно рассмотрен метод конечных разностей. Вместе с тем в работе освещены методы, основанные на решениях дифференциальных уравнений неустановившегося движения, метод общего водного баланса, метод корреляции и др.

В целях иллюстрации предлагаемых методов в данной работе рассмотрены примеры прогноза уровней грунтовых вод на массивах орошения. В качестве главного исходного условия, задаваемого для решения выбранных задач по прогнозу уровней,

принималась динамика инфильтрационного питания грунтовых вод в течение года. Динамика эта предопределяется основными особенностями существующего режима грунтовых вод и соответствует измененному режиму водоподачи, исключая, в известной мере, вредный переполив при орошении. Рассмотрение подобного типа задач, взятых из практики поливного орошения, представляет интерес для ирригации, в частности для выбора наиболее рациональных режимов полива в целях предупреждения вторичного засоления и заболачивания земель.

Для прогноза уровней грунтовых вод в связи с орошением на вновь осваиваемых землях, помимо основных методов прогноза (метод конечных разностей, метод общего водного баланса), предлагается приближенный метод, основанный на использовании некоторых элементов баланса грунтовых вод, полученных при исследовании участков-аналогов в действующих ирригационных районах.

При написании настоящего руководства автор широко использовал опубликованные работы по режиму и балансу грунтовых вод, в первую очередь работы Г. Н. Каменского, А. Н. Костякова, П. Я. Полубариновой-Кочиной, Н. Н. Веригина, М. Е. Алт-овского, М. М. Крылова, А. Ф. Сляднева и др. Используются также работы автора по изучению баланса грунтовых вод и анализу их режима и временные методические указания по прогнозу уровней грунтовых вод, составленные им для гидрогеологических станций Министерства геологии и охраны недр СССР в 1953 и 1954 гг.

Автор пользовался консультацией члена-корреспондента АН СССР профессора Г. Н. Каменского и профессора Н. К. Гиринского, которым приносит большую благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

Основной целью изучения режима грунтовых вод в орошаемых районах является установление основных закономерностей движения грунтовых вод и растворенных в них солей для решения практических задач в области мелиорации почв. Такими задачами являются: контроль мелиоративного состояния земель, мероприятия по предупреждению вторичного засоления, заболачивания почв, обоснование проектов орошения вновь осваиваемых земель и т. д.

Изучение режима грунтовых вод производится путем систематических наблюдений за изменением их уровней, дебита, химического состава и температуры, результаты которых подвергаются всестороннему анализу с учетом природной и водохозяйственной обстановки.

Обычно в результате анализа режима вычисляется баланс грунтовых вод, являющийся основой для исследования процесса их формирования и составления прогноза режима грунтовых вод для проектируемых условий орошения.

Прогноз режима грунтовых вод в связи с орошением представляет собой комплексную задачу по оценке изменений во времени уровней, дебита и химического состава этих вод, происходящих под влиянием природных и водохозяйственных факторов.

Полное решение задачи прогноза режима грунтовых вод возможно при совместном рассмотрении динамики поверхностных и подземных вод и растворенных в них солей и взаимодействия этого фактора с солевым комплексом почво-грунтов.

Вместе с практической актуальностью этой задачи следует подчеркнуть ее научное значение, так как она составляет самую существенную часть проблемы формирования подземных вод.

Данная работа посвящена рассмотрению методов прогноза режима уровней грунтовых вод на массивах орошения.

Прогноз уровней грунтовых вод на орошаемых территориях необходим для корректирования плана водопользования, режима поливов, принятия мер по недопущению вторичного засоления, заболачивания и т. д. В связи с этим основными вопросами прогноза режима грунтовых вод являются:

а) определение предстоящего изменения во времени положения зеркала грунтовых вод и годовой динамики элементов баланса их для заданного режима водоподачи на орошение;

б) расчет предельного положения зеркала грунтовых вод и времени его установления в условиях коренного изменения водного режима орошаемой территории.

На вновь осваиваемых территориях знание возможного изменения уровня грунтовых вод в связи с орошением важно для проектирования мероприятий по недопущению вторичного засоления и заболачивания почв, разработки режимов орошения и гидромелиоративного районирования.

Конкретные задачи рассматриваемого прогноза на вновь осваиваемых землях сводятся:

а) к определению изменения уровней грунтовых вод вдоль опорных и типовых створов,

б) к установлению основных показателей водного баланса в годовом разрезе для первых лет орошения и

в) к расчету последующих годовых изменений уровней грунтовых вод до стабилизации их режима и оценке предельного положения этих уровней.

В зависимости от продолжительности периода, на который составляется прогноз, и детальности самого прогноза можно выделить краткосрочный и долгосрочный виды прогнозов.

Краткосрочный прогноз составляется на период, исчисляемый несколькими месяцами (не более одного года). Его точность определяется достоверностью проектных данных о водоподаче.

Долгосрочный прогноз составляется на период более одного года, его продолжительность зависит от длительности установления предельных уровней грунтовых вод. При таком прогнозе дается суммарное изменение уровня за большие отрезки времени (например, за год). Точность прогноза в значительной степени зависит от дополнительного прогноза динамики подземного стока и от колебаний метеорологических элементов против их средне-многолетних значений.

Составлению прогнозов обычно предшествует анализ режима грунтовых вод за предыдущее время, необходимый для оценки существующего водного баланса и определения расчетных параметров.

В качестве исходных данных для составления прогнозов уровней грунтовых вод принимаются:

- а) детальная характеристика гидрогеологических условий орошаемого или подлежащего орошению земельного массива;
- б) характеристика природных и искусственных факторов, определяющих режим и баланс грунтовых вод;
- в) характеристика воднофизических свойств водоносных грунтов и пород зоны аэрации;
- г) результаты исследования режима и баланса грунтовых вод за предшествующий период;
- д) заданный режим водоподачи на орошение и соответствующая динамика питания грунтовых вод во времени, а также режим эксплуатации оросительной системы.

Так как инфильтрационное питание грунтовых вод и расход этих вод на суммарное испарение определяют основные черты колебания уровня грунтовых вод в условиях орошения, то на рассмотрение методов определения этих элементов должно быть обращено особое внимание. В связи с этим мы придаем большое значение анализу наблюдавшегося режима грунтовых вод в орошаемых районах.

В качестве основного метода анализа этого режима мы принимаем метод конечных разностей, впервые примененный Г. Н. Каменским для определения инфильтрации атмосферных осадков, достигающих зеркала грунтовых вод. Этот же метод мы развиваем для составления баланса вод и рекомендуем для расчетного прогноза уровней.

Наряду с этим используются методы прогноза режима грунтовых вод, основанные на аналитических решениях дифференциальных уравнений неустановившегося движения, детально разработанные П. Я. Полубариновой-Кочиной, Н. Н. Веригиным, Н. К. Гириным и другими, а также методы водного баланса, предложенные в работах А. Н. Костякова, М. М. Крылова, А. Ф. Сляднева, метод корреляционных зависимостей и др.

Применение того или иного метода на практике определяется прежде всего природными и водохозяйственными условиями, предъявляемыми к прогнозу требованиями точности, наличием

исходных данных и т. д. Обычно лучшие результаты достигаются при комплексном применении нескольких методов; это обеспечивает возможность контроля расчетов и позволяет более уверенно подходить к решению вопроса о тех или иных инженерных мероприятиях.

ГЛАВА I

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД НА МАССИВАХ ОРОШЕНИЯ

§ 1. Характеристика гидрогеологических условий орошаемой территории и их анализ для целей прогноза режима грунтовых вод

При изучении гидрогеологических условий в целях составления прогноза режима грунтовых вод на орошаемых территориях ставятся следующие задачи

1. Выяснить принадлежность данной территории к тому или иному гидрогеологическому району, характеризующемуся одним или несколькими ведущими гидрогеологическими факторами (инфильтрация поверхностных вод с образованием подземного стока, транзит этого стока, выклинивание его, вторичное погружение подземных вод в водопроницаемые отложения, относительное равновесие подземного стока и испарения и т. д.).

2. Осветить геологическое строение и литологический состав водовмещающих пород, водоупорного ложа, а также почво-грунтов зоны аэрации.

3. Оценить взаимосвязь подземных вод различных водоносных горизонтов.

4. Определить связь грунтовых вод с поверхностными водотоками.

5. Оценить условия питания, циркуляции и стока грунтовых вод.

Основой для характеристики гидрогеологических условий являются материалы комплексных геологических и гидрогеологических съемок и результаты разведочных буровых и горных работ.

При отсутствии этих материалов проводятся геологические и гидрогеологические съемки двух масштабов: для общих выводов по гидрогеологическому районированию комплексные съемки в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000 и для детальных водно-балансовых исследований на отдельных земельных массивах (опытных участках) в масштабе 1 : 25 000 и 1 : 10 000.

На орошаемых земельных массивах, предназначенных для изучения баланса грунтовых вод и выбранных в качестве опорных для составления прогнозов изменения уровня, организуются опытные балансовые участки. Площадь этих участков может быть от нескольких до сотни и более гектаров. Для таких участков необходимо иметь детальные гидрогеологические профили и карты, отражающие геологическое строение до водоупора первого от поверхности водоносного горизонта.

Общая гидрогеологическая оценка орошаемых массивов необходима для заключения о степени их однородности и выявления ведущей роли того или иного элемента водного баланса.

Например, при отнесении данной территории к области или району наклонных равнин предгорного шлейфа, сложенного хорошо водопроницаемыми пролювиальными отложениями, в водном балансе устанавливается ведущее значение подземного стока. Наоборот, принадлежность орошаемого массива к периферии пролювиальной слабонаклонной равнины с неглубоким залеганием воды, где характерны замедление подземного стока и плохая водопроницаемость пород, указывает на преобладающую роль в водном балансе испарения, которое может в некоторых случаях по своей величине превосходить приток подземных вод.

Орошаемые массивы могут располагаться в дренированных областях с хорошо развитой эрозийной сетью. В этих условиях испарение почти не затрагивает подземные воды. В приходной части водного баланса основную роль играют атмосферные осадки, которые расходуются на поверхностный и подземный сток и испарение.

Участки нерасчлененной местности с пониженным рельефом характеризуются отсутствием поверхностного стока и очень замедленным подземным стоком. Часто такие участки в ненарушенных природных условиях подвергаются затоплению поверхностными водами. Здесь испарение является единственным расходным элементом водного баланса.

Характеристика геологического строения должна содержать детальное описание литологического состава и степени неоднородности водоносных пород и пород зоны аэрации. Не меньшее значение имеет характеристика пород, являющихся или могущих служить водоупорным ложем водоносных горизонтов.

Большое значение в определении баланса грунтовых вод имеет установление типа неоднородности толщи пород в отношении фильтрации. Могут быть двухслойные, многослойные толщи и т. д.

Взаимосвязь подземных вод различных водоносных горизонтов устанавливается несколькими путями.

Во-первых, анализ геологического строения и напластования пород может указать места явного перелива вод из одного пласта или комплекса пород в другой.

Во-вторых, сопоставление статических уровней грунтовых вод с пьезометрической поверхностью напорных вод может указать на наличие восходящей или нисходящей по вертикали фильтрации через относительно водонепроницаемые слои пород. Так, например, очень часто в межгорных областях на периферии предгорных шлейфов глубоко циркулирующие напорные подземные воды (в основании пролювия) имеют восходящее движение. Фильтруясь через пролювиально-аллювиальные супесчаные и суглинистые грунты, они переливаются в грунтовые воды неглубокого залегания. Такой вид разгрузки напорных вод конусов выноса можно отметить на основании сопоставления пьезометрических напоров вод, вскрываемых при разбуривании слоистой толщи пролювия.

В-третьих, сравнивая химические анализы воды из различных водоносных горизонтов, можно определить места смещения вод, различающихся по своему химическому составу.

При сравнении уровней разных по степени минерализации воды водоносных горизонтов, следует обязательно учитывать плотность воды [Н. К. Гиринский, 1947].

Детальная характеристика условий питания, циркуляции и стока грунтовых вод на данном массиве, изменения их при орошении обычно может быть дана только на основании исследования баланса грунтовых вод. Однако общая гидрогеологическая характеристика района также должна быть направлена на решение этих вопросов.

Зная условия питания, а также пути и характер разгрузки (дренирования) изучаемого водоносного горизонта на основании общих гидрогеологических данных, можно оценить относительное значение в водном балансе подземного стока и его изменение при увеличении или уменьшении инфильтрационного питания грунтовых вод.

Значительные изменения размера подземного стока во времени связаны с фильтрационными потерями вод открытых водотоков (каналов, рек), результаты наблюдения над которыми используются для общей гидрогеологической характеристики.

При возникновении подпора вод в дренирующих реках следует ожидать уменьшения величины подземного стока к этим рекам. Снижение подземного стока легко заметить и в случае создания поверхностных водоемов в нижней части грунтового потока. Примером этого могут служить те водоемы, которые часто возникают в хвостовой части ирригационных систем от накопления сбросных вод.

При наличии развитой эрозионной сети с большими уклонами рельефа возможное повышение зеркала грунтовых вод, вызванное увеличением инфильтрации за счет оросительных вод, может сопровождаться даже увеличением подземного стока грунтовых вод.

Для суждения об изменении условий подземного стока при орошении необходимо учитывать и проектируемую систему орошения, развитие во времени сети оросительных и сбросных каналов.

В связи с этим при общей гидрогеологической характеристике немаловажное значение приобретает освещение вопроса о взаимосвязи грунтовых вод с поверхностными водотоками. Необходимо выявить периоды времени, в течение которых тот или иной водоток питает грунтовые воды и когда наблюдается обратная картина.

Для ирригационных районов важно выяснить также гидравлическую связь разного рода каналов (распределителей, оросителей) с грунтовыми водами.

Весьма важными с точки зрения прогноза уровней являются сведения о многолетних колебаниях горизонтов воды открытых водотоков и водоемов, с которыми гидравлически связаны грунтовые воды.

§ 2. Природные и искусственные факторы, определяющие режим и баланс грунтовых вод

Кроме анализа общих геологических и гидрогеологических условий, необходимо иметь отчетливое представление о конкретных факторах, определяющих режим и баланс грунтовых вод.

Связь между режимом уровня грунтовых вод (т. е. изменением его во времени) и гидрометеорологическими факторами выражается общим уравнением водного баланса:

$$\mu \Delta H = N \Delta t - V \Delta t + Z_k \Delta t + \frac{P_1 - P_2}{10^6} \Delta t + \frac{Q_1 - Q_2}{10^6} \Delta t \pm \pm D_1 \Delta t \pm D_2 \Delta t, \quad (I, 1)$$

где μ — водоотдача водоносных пород при понижении уровня грунтовых вод или недостаток насыщения их над капиллярной зоной при повышении уровня (в пределах изменения высоты капиллярной каймы или уровня воды);

ΔH — изменение уровня грунтовых вод за промежуток времени Δt в мм;

N — атмосферные осадки в мм/сутки;

V — суммарное испарение с поверхности почвы, включающее транспирацию растениями, и испарение с открытых водотоков и водоемов в мм/сутки;

Z_k — конденсация водяных паров на дневной поверхности и в грунтах зоны аэрации в мм/сутки;

P_1 — приток поверхностных вод, поступающих в данный район или земельный участок, в м³/сутки;

P_2 — отток поверхностных вод, стекающих из данного района или земельного участка, в м³/сутки;

Q_1 — приток грунтовых вод, поступающих на данный земельный участок, в $\text{м}^3/\text{сутки}$;

Q_2 — отток грунтовых вод, вытекающих из данного участка, в $\text{м}^3/\text{сутки}$;

D_1 — изменение запаса воды на земной поверхности (в открытых водотоках, водоемах), включая и изменение влаги в слое снега, в $\text{мм}/\text{сутки}$;

D_2 — изменение запаса влаги в почво-грунтах зоны аэрации (от дневной поверхности до наивысшего положения за период наблюдений капиллярной каймы) в $\text{мм}/\text{сутки}$;

ω — площадь балансового участка в га .

При положительных значениях D_1 и D_2 перед ними ставится знак минус, при отрицательных — плюс.

Все члены уравнения (I, 1) выражаются в мм слоя воды.

Разность между притоком и оттоком поверхностных вод $\frac{P_1 - P_2}{10\omega} \Delta t$ для орошаемых участков, не имеющих сброса поливных вод, может быть заменена другим уравнением на основании равенства:

$$\frac{P_1 - P_2}{10\omega} \Delta t = \frac{Y_n \Delta t}{10\omega}, \quad (\text{I, 2})$$

где Y_n — количество оросительной воды, поданной на поля, в $\text{м}^3/\text{сутки}$.

При наличии на площади балансового участка выклинивания грунтовых вод на дневную поверхность и сброса их за пределы участка в уравнении (I, 1) добавится член — $\frac{Y_a \Delta t}{10\omega}$. Здесь Y_a — количество выклинивающихся вод в $\text{м}^3/\text{сутки}$.

Если по данным балансовых гидрометрических наблюдений установлена потеря воды на фильтрацию из оросительной сети (магистральных и разводящих каналов) и эта потеря выражается величиной f_k , измеряемой в $\text{м}^3/\text{сутки}$, то, помимо вышеуказанного, в правой части уравнения (I, 1) должен быть еще член $\frac{f_k \Delta t}{10\omega}$.

В результате уравнению (I, 1) можно придать следующий вид:

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} = N - V + Z_k + \frac{Y_n + Q_1 - Q_2 + f_k - Y_a}{10\omega} \pm D_1 \pm D_2 \quad (\text{I, 3})$$

Приток и отток поверхностных вод, образующихся за счет выпадающих атмосферных осадков, здесь не учитывается. В случае наличия притока поверхностных вод, вызванного выпадением осадков, равного A_1 , и оттока их в размере A_2 эти величины должны войти в уравнение (I, 3) в составе дополнительного слагаемого: $\frac{A_1 - A_2}{10\omega}$, причем A_1 и A_2 измеряются также в $\text{м}^3/\text{сутки}$.

К природным факторам, определяющим режим грунтовых вод и получившим отражение в уравнении (I, 3), относятся следующие элементы водного баланса: а) атмосферные осадки N ; б) испарение, в том числе: с поверхности почвы V_n , с поверхности водоемов и водотоков V_v , транспирация растительностью V_t ; в) конденсация водяных паров на дневной поверхности и в почво-грунтах зоны аэрации Z_k ; г) подземный сток с участка $Q_2 - Q_1$; д) сток поверхностных вод, образующихся за счет атмосферных осадков, также учитываемый разностью между оттоком этих вод A_2 и притоком A_1 .

Наиболее существенными искусственными факторами, определяющими водный баланс и входящими в уравнение (I, 3), являются следующие:

а) водоподача на поля для орошения, за вычетом сброса вод (если он имеется) Y_n ;

б) фильтрация воды из оросительной сети (магистральных каналов, распределителей) f_n ;

в) дренирование вод искусственными мероприятиями (горизонтальный, вертикальный дренаж).

Большинство перечисленных факторов или элементов водного баланса претерпевает изменение во времени под влиянием хозяйственной деятельности человека, в частности в связи с поливным орошением.

Укажем основные методы определения этих элементов водного баланса.

Атмосферные осадки, выпадающие в жидком и твердом состоянии, учитываются метеорологическими станциями и метеопостами Гидрометеорологической службы СССР, имеющей государственную опорную метеорологическую сеть.

В ряде случаев возникает необходимость постановки дополнительных наблюдений за осадками непосредственно на балансовых участках и в районах изучения режима грунтовых вод.

С этой целью на орошаемых массивах с различной абсолютной высотой местности более или менее равномерно по площади устанавливаются осадкомеры системы Третьякова или дождемеры с защитой Нифера на высоте 2 м над поверхностью земли.

Для определения осадков, достигающих поверхности почвы, применяются наземные дождемеры, которые устанавливаются почти заподлицо с поверхностью почвы среди травостоя и разных сельскохозяйственных культур. Такие дождемеры входят в комплект почвенного испарителя ГГИ-500 и размещаются рядом с испарителем.

Наблюдение над твердыми осадками в зимнее время и весной перед снеготаянием проводится при помощи снегомерных (декадных, маршрутных) съемок и более частых наблюдений над мощностью снегового покрова и его плотностью на опытных участках.

Производство, а равно и обработка наблюдений по осадкам, испарению и другим элементам погоды изложены в наставлениях Гидрометеорологической службы СССР.

Испарение с поверхности почвы наблюдается при помощи упомянутых выше почвенных испарителей ГГИ-500 и лизиметров-испарителей, предложенных для орошаемых территорий А. Ф. Слядневым [1941], М. М. Крыловым [1939] и другими гидрологами. Эти же испарители позволяют определять суммарное испарение почвой и транспирацию растительностью, а также инфильтрацию осадков, поливных вод, достигающих грунтовые воды.

Наблюдения при помощи испарителя ГГИ-500 сводятся к регулярным взвешиваниям почвенного монолита, заключенного во внутреннем цилиндре, который имеет сетчатое дно. Для этого монолит перед взвешиванием вынимается из внешнего цилиндра, который имеет несколько большие размеры, и после взвешивания погружается в почву заподлицо с дневной поверхностью. На дне внешнего цилиндра имеется вынимающийся воронкообразный сосуд. Этот сосуд подставляется под внутренний цилиндр для сбора просачивающихся через монолит атмосферных осадков.

Расчет испарения V_n за время наблюдений продолжительностью Δt производится по формуле:

$$V_n = N + \frac{10}{F} (G_1 - G_2) - Y_b, \quad (I, 4)$$

где N — атмосферные осадки в мм;

G_1, G_2 — вес монолита в начале и конце периода наблюдений в г;

F — площадь сечения монолита в см²;

Y_b — количество просочившихся осадков в мм.

Наиболее точным прибором, позволяющим вести наблюдения над испарением с ошибкой в одну десятую миллиметра, а также за конденсацией водяных паров в отсутствии осадков является гидравлический почвенный испаритель ГПИ-51.

Монолит почво-грунта во внутреннем цилиндре, непроницаемом для воды со дна и стенок, укрепляется на поплавке, погруженном в бассейн с водой. Наблюдения при помощи микрометрических винтов за всплытием монолита при уменьшении его веса в результате испарения заменяют громоздкое и менее точное взвешивание, практикуемое в обычных испарителях.

До начала систематических наблюдений испаритель ГПИ-51 предварительно тарируется при помощи пробных загрузок и отметок соответствующих погружений монолита в бассейне.

Испарение с поверхности почвы можно определить и при помощи градиентных наблюдений над упругостью паров, температурой воздуха и скоростью ветра на различных высотах в приземном слое атмосферы. Наблюдения за испарением этим мето-

дом могут выполняться для любой испаряющей поверхности, например, для травостоя различных сельскохозяйственных культур

Испарение с поверхности водоемов и водотоков определяется при помощи пловучих испарителей, представляющих собой цилиндрические сосуды разных размеров, укрепляемые на плотках. Конструкция их подробно описана в наставлениях Гидрометслужбы СССР.

Для опорных гидрометеорологических станций рекомендуется устройство испарительных бассейнов с поверхностью 20 м². Наблюдения над испарением проводятся путем регулярных замеров уровней воды при помощи бюреток ГГИ, а также самописцев уровней.

Для сравнительной оценки различных величин испарения с почвы и воды рядом с почвенными испарителями устанавливаются испарители с водной поверхностью. Последние часто имеют площадь поперечного сечения в 3000 см² и заглубляются в почву заподлицо с поверхностью земли.

Транспирация растительностью может определяться методом среза стеблей растений и многократным взвешиванием их в течение 10—15 минут. Каждое взвешивание срезанных стеблей производится в поле на технических весах в течение не более 2—3 минут. В перерывах между взвешиваниями стебли раскладываются на проволоочные стеллажи.

Наблюдая таким путем за потерей в весе срезанных растений в различные часы суток и полагая, что средняя потеря в весе при испарении воды из среза в течение 10—15 мин. соответствует транспирации растением на корню, можно подсчитать суточный расход воды на транспирацию одним растением. В результате ряда аналогичных наблюдений в характерные периоды произрастания растений подсчитывают суммарную транспирацию за вегетационный период для данной площади. При этом для каждого периода учитывают количество на этой площади кустов и число стеблей растений в одном кусте (например, в хлопчатнике).

Конденсация водяных паров на дневной поверхности может быть определена при помощи вышеописанных почвенных испарителей в сухое время года при отсутствии поливов, а также градиентным методом. По данным наблюдения над упругостью водяных паров воздуха, его температурой и скоростью ветра на различных высотах в приземном слое атмосферы конденсация на подстилающей поверхности получается расчетным путем.

Внутрипочвенная конденсация водяных паров зоны аэрации экспериментально определяется путем регулярного взвешивания изолированных от гравитационной и пленочно-капиллярной воды кусков породы. Последние в виде монолитов, обернутых парафинированной марлей, после очередного взвешивания помещаются в нишах специально вырытого шурфа, который в период между наблюдениями должен засыпаться извлеченным почво-

грунтом. Для сохранения естественного температурного режима грунтов ниши тщательно заполняются грунтом.

Величины притока и оттока грунтовых вод вычисляются по данным о коэффициенте фильтрации, мощности водоносных пород и уклонов зеркала воды, наблюдающихся на контурах балансового участка. Для расчета этих величин используются общепринятые уравнения установившегося движения грунтовых вод [Г. Н. Каменский, 1943]. При значительных изменениях уровня воды в течение годового цикла последний разбивается на ряд периодов, для которых вычисляются средние значения мощностей и уклонов потока. Обычно величины последних принимаются по данным наблюдений в средние моменты выделенных промежутков времени. Суммарные расходы притекающей и оттекающей воды за годовой цикл слагаются из отдельных значений их по каждому периоду.

Наблюдения за поверхностным стоком проводятся путем определения расходов и колебаний горизонтов воды рек, каналов, оросителей и т. д. обычными гидрометрическими методами. При этом обязательно выявление зависимостей между расходом водотока и колебанием горизонта воды в нем. При помощи этих зависимостей легко вычислить суммарный сток за продолжительный период времени. В условиях значительных уклонов местности, на которой отмечается площадной поверхностный сток талых вод или ливневых осадков, могут устраиваться экспериментальные стоковые площадки. Такие площадки размером 20×10 , 40×20 , 80×20 м и т. д. по своему контуру ограждаются глиняными валиками, а с внешней стороны вдоль последних — ровиками для предохранения самой площадки от проникновения на нее сточных вод с соседней местности.

Поверхностный сток со стоковой площадки собирается при помощи бетонного лотка, расположенного поперек склона у нижнего валика с его верховой стороны. Измерение этого стока производится объемным способом около устья водоприемного лотка.

Часто стоковую площадку дополняют измерительным павильоном, в котором размещается тарированный бак для приема сточной воды из упомянутого лотка и над ним самописец уровня воды. При помощи экспериментально определенной зависимости между объемом бака и уровнем воды в нем легко определяется расход воды, поступающей со стоковой площадки в течение всего половодья.

Экспериментальные наблюдения за инфильтрацией осадков, поливных вод и за испарением грунтовых вод выполняются при помощи упомянутых выше лизиметров. Следует иметь в виду, что наблюдения по лизиметрам дают материал, отвечающий условиям загрузки грунта и водному режиму в лизиметре, которые необходимо приближать к естественным.

В простейшей конструкции они представляют собой металлические ящики (из котельного железа) с непроницаемыми для

воды стенками и дном. Поперечное сечение их разное, например, $1 \times 1,5$ и $1,5 \times 2$ м. На дно этих лизиметров засыпается гравий, служащий обратным фильтром, в виде слоя мощностью 20—30 см. Поверх этого слоя загружается испытуемый грунт или почва мощностью 1, 1,5, 2, 2,5 м и т. д., которая по возможности должна соответствовать строению зоны аэрации в естественных условиях. Желательно, чтобы почво-грунт, помещаемый в лизиметр, представлял собой монолит с естественной структурой.

Внутри лизиметра сооружаются две скважины небольшого диаметра (два дюйма). Одна из них, с фильтром, доводится до слоя гравия, вторая - заканчивается в основании испытуемого грунта. Первая скважина является питательной. Через нее по мере надобности в лизиметр подливают воду. Вторая является наблюдательной. При помощи нее ведут наблюдения за положением уровня воды в лизиметре.

Насытив водой нижнюю часть лизиметра с естественным почво-грунтом, стремятся поддерживать уровень этой воды на одной высоте в течение всего периода наблюдений.

Наблюдения за испарением сводятся к определению количеств воды, которые надо влить в лизиметр в момент замера, чтобы уровень воды в лизиметре поднять до прежней высоты.

Повышение уровня воды в лизиметре между двумя сроками наблюдений, вызванное просачиванием осадков или поливной воды, соответствует величине инфильтрации поверхностной воды. Определение инфильтрации сводится к подсчету объема прибавившейся в лизиметре воды. Обычно последнюю выкачивают через питательную скважину, чем достигают снижения уровня воды до его первоначального значения. По объему выкаченной воды судят о величине инфильтрации. Последнюю можно определить также путем умножения величины изменения уровня ΔH за данный период времени на величину недостатка насыщения породы μ . Этот недостаток насыщения определяется, исходя из полной влагоемкости грунта и его естественной влажности.

Водоподача на орошение определяется при помощи гидрометрических наблюдений на регуляторах, распределителях и оросителях данной системы во время поливов. Таким же методом должен учитываться сброс воды, если он имеет место, за пределы орошаемого массива.

Фильтрация воды из оросительной сети проще и надежнее всего изучается также обычными гидрометрическими наблюдениями за расходом воды в верхних и нижних створах тех или иных оросительных каналов.

Учет выклинившихся вод приводится также гидрометрическими способами, но не на оросителях, а на коллекторах, дренажно-сбросных каналах и т. д.

Сведения о водоподаче, фильтрации воды из каналов и сбросе вод собираются в управлениях оросительных систем. Однако при

проведении воднобалансовых исследований часто возникает необходимость в организации дополнительных гидрометрических наблюдений за поверхностным стоком. Объем гидрометрических работ должен быть увязан с общей программой изучения водного баланса.

Для анализа существующего режима и баланса грунтовых вод необходимо располагать следующими данными:

а) календарным графиком фактической водоподачи на орошение тех или иных сельскохозяйственных культур с указанием объема подаваемой воды в м^3 (за вычетом сброса) и орошаемой площади (по отдельным картам на опытном участке или по более крупным массивам в пределах колхоза), а также сроков полива;

б) фактическими оросительными и поливными нормами по отдельным культурам применительно к местным условиям для каждого массива или района,

в) типовыми планами поливов разных сельскохозяйственных культур для каждого района с указанием размеров площадей под эти культуры и их расположения в плане;

г) проектируемыми поливными и оросительными нормами и данными по режиму поливов для вновь осваиваемых земель с указанием планового размещения последних;

д) данными о коэффициенте земельного использования (КЗИ) и размещения поливных, переложных и залежных земель.

Знание фактического режима орошения (календарного графика водоподачи, ее размеров и орошаемой площади) необходимо для определения относительных потерь поливной воды на инфильтрацию в почво-грунты и выделения этого из общего питания грунтовых вод за счет атмосферных осадков и полива на опытно-балансовых участках.

Планы поливов и проектируемые поливные оросительные нормы используются в целях прогноза изменения уровней на будущее.

Влияние мелиоративно-гидротехнических и агротехнических мероприятий на режим и баланс грунтовых вод изучается на существующих опытно-балансовых участках. Так, например, при ежегодном анализе баланса и режима уровней грунтовых вод оценивается влияние на них искусственного дренажа, приемов поливов по отдельным культурам, системы обработки почв, предпосевных влагозарядных и промывочных поливов, разных севооборотов и т. д.

Особое внимание на балансовых участках обращается на систематический и достаточно точный учет поливной воды, распределяемой по отдельным массивам. Для этих целей заранее подготавливается сеть гидрометрических сооружений (переносные и постоянные водосливы, насадки, лотки и т. д.). При производстве поливов ведется дежурная карта, т. е. составляется план, на

котором фиксируется контур поливных участков. При помощи этой карты затем определяются фактическая поливная площадь и распределение поливных вод на местности.

§ 3. Воднофизические характеристики водоносных пород и грунтов зоны аэрации

Для вычисления баланса грунтовых вод и прогноза изменения их режима определяются следующие характеристики грунтов:

1. Гранулометрический состав и удельные веса γ характерных типов почво-грунтов водоносной толщи и зоны аэрации.

2. Коэффициент фильтрации k водоносных пород и грунтов зоны аэрации в пределах подъема уровня воды.

3. Полная влагоемкость W_0 и пористость n пород в пределах колебания уровня воды и той части зоны аэрации, в которой может перемещаться уровень воды при орошении.

4. Максимальная молекулярная влагоемкость W_m грунтов зоны аэрации в пределах колебания уровня воды.

5. Предельная полевая или наименьшая (по А. А. Роде [1952]) влагоемкость почво-грунтов по всему разрезу зоны аэрации.

6. Естественная влажность W почво-грунтов зоны аэрации для характерных моментов годового периода.

7. Объемные веса δ скелета почво-грунтов или сухих почво-грунтов при естественной структуре для всего разреза зоны аэрации.

8. Капиллярная способность грунтов (высота и скорость капиллярного поднятия).

Определение этих показателей производится по общепринятой методике.

Укажем лишь, что коэффициент фильтрации должен быть определен самым надежным способом: для водоносных пород на глубине откачки на опытном кусте скважин, а для зоны аэрации опытными наливами в шурфах.

При наличии связных грунтов (суглинков) рекомендуются также лабораторные определения коэффициента фильтрации с использованием для них крупных монолитов, извлекаемых из шурфов.

Полная влагоемкость, часто соответствующая пористости пород, необходима для воднобалансовых расчетов по зоне аэрации, а также при определении недостатка насыщения или водоотдачи пород.

Следует заметить, что полная влагоемкость может не соответствовать пористости грунта из-за наличия в нем ниже зеркала грунтовых вод заземленного воздуха. Однако разность между ними, например, для супесчаных грунтов не превышает 5—7%.

Зная полную влагоемкость W_0 по отношению к объему или пористость n и естественную влажность W , по разности этих величин находят недостаток насыщения породы водой μ :

$$\mu = W_0 \text{ (или } n) - n_w, \quad (I, 5)$$

где n_w — объемная влажность, равная весовой W , умноженной на объемный вес δ .

Для определения водоотдачи, необходимой при расчете баланса грунтовых вод в случае понижения их уровня, используют данные о полной влагоемкости W_0 или пористости n и предельную полевую или наименьшую влагоемкость HB (по отношению к объему породы) [А. А. Роде, 1952]. Последняя представляет собой предельное содержание подвешенной влаги, которое может быть удержано в однородном почво-грунте и выше которого происходит сброс гравитационной воды сверху вниз. Для песчаных грунтов наименьшая влагоемкость HB близка к максимальной молекулярной влагоемкости n_m .

Водоотдача определяется из уравнения для супесчаных и суглинистых грунтов:

$$\mu = W_0 \text{ (или } n) - HB, \quad (I, 5a)$$

для песчаных грунтов:

$$\mu = W_0 \text{ (или } n) - n_m. \quad (I, 5b)$$

Определение предельной полевой или наименьшей влагоемкости HB проводится в поле путем замачивания почво-грунтов на небольшом участке.

С этой целью на ровной поверхности почвы выделяют участок размером 4×4 или $1 \times 1 \text{ м}^2$ и ограждают его валиками для исключения растекания наливаемой сверху воды. Затем производят полив этой площадки водой, количество которой для малой площадки ($1 \times 1 \text{ м}^2$), по А. П. Федосееву, определяется по формуле:

$$N = \frac{k D_1 - D}{100} \delta_1 V, \quad (I, 6)$$

где δ_1 — объемный вес породы;

D — влажность породы до опыта;

V — объем увлажняемого грунта;

D_1 — полевая влагоемкость, выбранная по материалам влажности почвы из наблюдений после сырой погоды или снеготаяния;

k_1 — коэффициент, характеризующий степень промачивания всех пор грунта, равный в среднем 1,3.

После залива расчетного количества воды поверхность площадки покрывают соломённым матом для исключения испарения воды. Через 2—3 суток после полива отбирают пробы грун-

та по вертикали (при помощи бурения) для определения естественной влажности. Повторный отбор таких же проб и определение влажности производят на 4—5-е сутки.

Среднее значение этой влажности в отдельных точках принимают за выражение предельной полевой или наименьшей влагоемкости *НВ*.

Максимальная молекулярная влагоемкость, определяемая лабораторным путем, в случае песчаных грунтов используется непосредственно для расчета водоотдачи, а при супесчаном и суглинистом составе — для сопоставления с наименьшей влагоемкостью.

Гранулометрический состав и удельные веса необходимы для характеристики водовмещающих пород и определения пористости.

Большое значение для воднобалансовых исследований имеет определение объемных весов грунтов с ненарушенной структурой. Помимо расчета пористости и объемной влагоемкости объемные веса используются, как было указано, для перевода весовой влажности в объемную, что приходится производить для каждого слоя и интервала по глубине зоны аэрации.

Объемная влажность важна не только для расчета дефицита влажности μ , но и для определения запасов влаги в зоне аэрации.

В связи с этим в начале работ по изучению водного баланса на опытных участках проходят шурфы и послойно отбирают монолиты для определения объемных весов.

Высота капиллярного поднятия определяется для общей характеристики почво-грунтов с целью установления тех глубин, с которых необходим отбор проб на определение влажности при вычислении величины μ , а также для расчета коэффициента фильтрации по данным опытов с инфильтрацией из шурфов. Как правило, пробы на влажность для вычисления μ отбираются над капиллярной каймой.

§ 4. Анализ режима грунтовых вод за предшествующий период

В орошаемых районах наблюдения за режимом грунтовых вод проводятся для контроля мелиоративного состояния земель. В результате постановки таких наблюдений систематически даются информации о положении уровня грунтовых вод, их химизме и составляются прогнозы изменения уровней этих вод.

Однако обоснованные прогнозы режима грунтовых вод возможны на основе гидродинамического анализа наблюдавшихся колебаний уровня и изучения генетических связей элементов баланса грунтовых вод с природными и водохозяйственными факторами.

Основными задачами такого анализа режима грунтовых вод являются:

1) определение абсолютных величин и динамики инфильтрационного питания и испарения грунтовых вод в различных природных и водохозяйственных условиях;

2) расчет подземного стока и оценка отдельных районов в отношении естественного оттока вод;

3) определение расчетных параметров водоносных горизонтов, необходимых для прогноза уровней вод.

На основе общего геологического и гидрогеологического изучения территории представляется возможным выделить типичные в природном и водохозяйственном отношении районы, в пределах которых бывает необходимо определить величину питания грунтовых вод сверху, являющуюся основным элементом баланса.

Как увидим далее, питание грунтовых вод является одним из ведущих параметров при прогнозе уровней вод в связи с орошением.

Питание грунтовых вод по существу является результирующей большинства приходных и расходных элементов водного баланса. С учетом обозначений, принятых в уравнении (I, 1), питание грунтовых вод равно:

$$w = N - V + Z_k + \frac{P_1 - P_2}{10\omega} \pm D_1 \pm D_2. \quad (I, 7)$$

При положительном значении питания грунтовых вод w представляет собой количество воды, поступающей сверху (из зоны аэрации или непосредственно из атмосферы, в зависимости от глубины капиллярной каймы от дневной поверхности) в грунтовый поток. Это поступление может быть в виде инфильтрации поливных вод, осадков или конденсационных вод из зоны аэрации. При отрицательном значении w эта величина представляет собой расход грунтовой воды на суммарное испарение (в зону аэрации или атмосферу). Часто при неглубоком залегании грунтовых вод в эту величину входит расход грунтовых вод на транспирацию растениями. Величина питания выражается высотой слоя воды, просачивающейся до грунтовых вод или испаряющейся с ее зеркала за единицу времени (размерность скорости фильтрации: *м/сутки*, *мм/сутки* и т. д.)

Как видно из уравнения (I, 7), питание грунтовых вод определяется путем алгебраического суммирования элементов водного баланса, которые можно получить экспериментально. Величину питания можно найти в результате наблюдений за режимом грунтовых вод и применения уравнений неустановившегося движения в конечных разностях, что проще и точнее, чем величина питания грунтовых вод, полученная экспериментальными методами.

Такой метод определения питания грунтовых вод учитывает гидрогеологическую обстановку и соответствующим образом

отображает воднофизические свойства почв и грунтов, от которых зависят процессы инфильтрации и испарения.

По этому методу мы получаем размер питания, осередненный на больших пространствах, что представляет большую ценность с точки зрения использования этого параметра для прогнозов уровня.

Наряду с величиной питания ω указанный метод дает возможность определить разность между притоком и оттоком подземных вод $\Delta Q = Q_1 - Q_2$, являющуюся важной характеристикой подземного стока для данного района.

В соответствии с уравнениями (I, 1) и (I, 7):

$$\Delta Q = Q_1 - Q_2 = \omega \left(\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \omega \right), \quad (I, 8)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за время Δt ;

μ — водоотдача;

ω — площадь горизонтальной проекции рассматриваемого элемента потока;

Q_1 и Q_2 — приток и отток грунтовых вод, поступающих и вытекающих из пределов этого элемента.

Наконец, на основе изучения режима подземных вод за предшествующий период определяются также и другие расчетные параметры, характеризующие водоносный горизонт: коэффициент фильтрации k , средняя мощность пласта h_{cp} и весьма важный обобщенный показатель, которым оценивается скорость распространения напора или уровня грунтовых вод, так называемый коэффициент пьезопроводимости или уровнепроводимости a .

Для грунтовых вод со свободной поверхностью:

$$a = \frac{k h_{cp}}{\mu}. \quad (I, 9)$$

Для расчета всех указанных величин ω , ΔQ , k , h_{cp} и a по данным наблюдений за режимом грунтовых вод применяются соответствующие решения в конечных разностях и аналитические решения, полученные путем интегрирования дифференциальных уравнений неустановившегося во времени движения грунтовых вод.

Подробное изложение методики расчета дано в главе III.

Отметим здесь лишь, что результаты расчета для дальнейшего их использования при прогнозах уровня грунтовых вод на орошаемых территориях подвергаются соответствующей обработке. Например, по ним составляются «карты питания грунтовых вод» с выделением районов, различающихся по размерам и условиям формирования подземного стока.

Для распространения полученных величин питания и других отмеченных показателей на прилегающие участки устанавли-

ливается связь между ними и различными гидрогеологическими и водохозяйственными факторами. Так, положительное питание грунтовых вод или инфильтрация до их зеркала поливных вод и осадков обычно находится в тесной связи с водоподачей на орошение, фильтрацией из оросительной сети, коэффициентом земельного использования (КЗИ) и выпадением атмосферных осадков.

Иногда бывает удобно проанализировать связь относительных величин инфильтрации или испарения грунтовых вод с перечисленными факторами. Для этого вначале вычисляют отношение величины питания грунтовых вод к суммарному поступлению вод на дневную поверхность или на единицу валовой площади, а затем сравнивают это отношение с КЗИ, нормами полива и т. д.

При наличии достаточно большого ряда наблюдений применяют метод корреляции.

Аналогично анализируется связь между местным подземным стоком и величиной питания грунтовых вод, т. е. между оттоком за вычетом притока на отдельных элементарных участках, и величиной инфильтрации до зеркала грунтовых вод.

Для отдельных областей связь между этими элементами баланса часто оказывается очень тесной и специфичной.

Таковыми областями, например, могут явиться области формирования подземного стока (в которых расход потока растет по направлению движения), где инфильтрация преобладает над испарением грунтовых вод, области транзита вод (в которых расход потока почти не изменяется по пути движения вод), где инфильтрация уравнивается испарением, области расцеивания вод, в которых расход потока уменьшается по пути движения, т. е. где испарение грунтовых вод преобладает над инфильтрацией. Так как обычно этим областям свойственны особые зависимости между стоком и инфильтрацией, то необходимо их выделять на карте.

Для такого анализа закономерностей подземного стока требуется составление карт изолиний единичных расходов грунтового потока (хотя бы по среднегодовым данным) и карт гидроизогипс. Совмещение этих карт позволяет выделить указанные области, различающиеся по условиям формирования подземного стока. Для целей прогноза режима грунтовых вод весьма полезно также составление баланса грунтовых вод по данным наблюдений за предшествующий период.

Эта задача решается как для элементарных участков, так и для орошаемого района в целом.

На каждом элементе потока за годовой цикл подсчитываются величины положительного и отрицательного питания грунтовых вод, которые для отдельных промежутков времени Δt представлены средними величинами за сутки, обозначенные соответственно через w_1 и u . За те же промежутки времени по

изложенному выше методу, получают положительные и отрицательные разности между притоком и оттоком грунтовых вод, отнесенные к единице площади элемента, т. е. $\frac{\Delta Q}{\omega}$. Последние также могут быть положительными и отрицательными.

Обозначая промежутки времени, в которые наблюдалась инфильтрация до зеркала грунтовых вод, через $\Delta \tau$, промежутки времени, в которые наблюдалось испарение этих вод, через $\Delta \theta$ и через $\Delta \lambda$, $\Delta \zeta$ — промежутки времени с положительной и отрицательной разностью между притоком и оттоком, будет иметь выражение баланса грунтовых вод за год в виде:

$$\mu \Sigma \Delta H = \Sigma w_1 \Delta \tau - \Sigma u \Delta \theta + \Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta \lambda - \Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta \zeta, \quad (I, 10)$$

где $\Sigma w_1 \Delta \tau$; $\Sigma u \Delta \theta$ — годовые суммы инфильтрации и испарения грунтовых вод;

$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta \lambda$ и $\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta \zeta$ — годовые величины накопления и убыли грунтовой воды соответственно за счет превышения притока над оттоком и оттока над притоком;

$\Sigma \Delta H$ — годовое изменение уровня грунтовых вод.

Положительная разность между притоком и оттоком характеризует расходование части транзитного стока на испарение или повышение зеркала воды. Отрицательная разность этих же величин указывает на формирование местного (т. е. в пределах элемента потока) подземного стока.

На основании рассмотренных выше связей элементов баланса грунтовых вод с природными и водохозяйственными факторами и, в частности, на основании графических связей питания грунтовых вод с глубиной до воды или с коэффициентом земельного использования, а также при помощи карт глубин до воды и карт КЗИ, вычисленные элементы баланса легко распространить на всю изучаемую территорию.

Каждой градации глубин до воды с определенным КЗИ отвечает обычно определенная градация величин инфильтрации и испарения грунтовых вод, что позволяет при помощи карты глубин до воды составить соответствующие карты этих элементов.

Наконец, составляется карта изменения запасов грунтовых вод за данный период времени. Для ее построения учитываются фактические изменения уровня в каждой скважине и соответствующие значения водоотдачи. Интерполяция этих величин производится с учетом карт гидроизогипс и карт литологического строения водоносных пород и зоны аэрации.

Зная на основе этой серии карт в любом пункте изменение запасов грунтовых вод в миллиметрах слоя воды, суммарное

питание этих вод сверху (инфильтрация минус испарение), по уравнению (I, 8) легко вычислить отток грунтовых вод за вычетом притока также в миллиметрах слоя воды. Это в свою очередь позволяет составить карту местного подземного стока.

Обычно на карте инфильтрации выделяются районы с различными значениями этого элемента и испарения. Для каждого из районов подсчитывается средневзвешенное по площади изменение запасов грунтовых вод ($\mu \Sigma \Delta H$), с которым сравнивается суммарная величина питания грунтовых вод ($\Sigma \omega \Delta t$). Разность между этими величинами выражает районный приток грунтовых вод за вычетом оттока ($\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$).

§ 5. Анализ существующего и учет проектируемого режима орошения

Для прогноза уровней грунтовых вод в действующих ирригационных районах в связи с изменением водопользования или реконструкцией ирригационной системы важен анализ влияния проводимого орошения на режим и баланс грунтовых вод. Необходимость в этом анализе возникает также при прогнозе уровней грунтовых вод на вновь орошаемой территории, находящейся в сходных гидрогеологических условиях.

Изучение существующего режима орошения дает возможность установить следующие зависимости:

а) между поливными, оросительными нормами и величиной инфильтрации поливных вод, достигающих грунтовые воды;

б) между инфильтрацией и испарением и глубиной залегания грунтовых вод;

в) между интенсивностью испарения грунтовых вод в межполивные периоды и длительностью межполивных периодов;

г) между величинами питания грунтовых вод и КЗИ.

Перечисленные зависимости позволяют решить задачу о выборе рационального режима орошения в целях борьбы с переполивом и вредными последствиями орошения.

Учет проектируемого режима орошения при прогнозе изменения уровней грунтовых вод сводится к оценке возможной динамики инфильтрационного питания грунтовых вод и динамики испарения их в годовом разрезе для заданного режима водоподачи.

Для нахождения указанных выше зависимостей между главнейшими элементами баланса грунтовых вод и режимом орошения необходима постановка воднобалансовых исследований на отдельных орошаемых массивах, однородных в гидрогеологическом отношении и различающихся в отношении принятых режимов орошения для одних и тех же сельскохозяйственных культур. Это требование легко выполнимо на территориях опытных мелиоративных и зональных станций, с работой кото-

рых гидрогеологические станции должны увязывать свою деятельность. Важно иметь и участки в пределах опытных полей с однородными геолого-литологическими условиями, одинаковым режимом полива, различающиеся мощностью зоны аэрации.

В результате изучения баланса грунтовых вод методом, рассмотренным выше, по каждому участку составляется баланс грунтовых вод, определяется фактическая динамика питания и испарения этих вод во времени; полученные данные сравниваются с водоподачей на орошение.

Для получения указанных выше связей элементов баланса грунтовых вод с водоподачей можно воспользоваться изучением баланса грунтовых вод и на аналогичных в гидрогеологическом отношении участках, занятых различными сельскохозяйственными культурами. При этом имеется в виду использовать большую разницу в водоподаче на эти участки, которая должна найти отражение в величинах питания и испарения грунтовых вод.

В этом случае для сопоставления данных о водоподаче и инфильтрации воды по каждой культуре следует учитывать различие в расходах воды каждой культурой на транспирацию, а также коэффициент земельного использования по отношению к валовой площади.

Результаты расчета элементов баланса грунтовых вод для годового цикла в виде данных о положительном питании и испарении этих вод затем сопоставляются не только с водоподачей на орошение, но и с атмосферными осадками. Для этих целей часто приходится использовать календарный график фактического полива и суточные данные об осадках.

Такое сравнение элементов баланса грунтовых вод в разрезе года позволяет оценить роль поливов и осадков в пополнении запасов изучаемых вод. При этом можно выявить размер переполивов, исходя из полученных величин инфильтрационного питания грунтовых вод за годовой цикл.

Для прогноза изменения уровней грунтовых вод требуется также знать по отдельным массивам план проведения поливов. Этот план должен содержать следующие данные по каждой культуре или массиву: 1) поливные нормы в $\text{м}^3/\text{га}$, 2) сроки начала и окончания поливов, 3) водоподача в $\text{м}^3/\text{сек}$ и 4) размер орошаемой площади. Весьма важно иметь: КЗИ, укрупненный график гидромодуля и коэффициент полезного действия оросительной сети.

Для количественной оценки потерь воды на фильтрацию из оросительной сети требуется знать протяженность, а также размещение распределительных и оросительных каналов на местности и величину фильтрационных потерь на единицу длины этих каналов. Потери на единицу длины канала обычно устанавливаются на основании предварительных воднобалансовых

исследований или определяются в проекте сооружения ирригационной системы.

Знать проектируемую ирригационную систему важно также и для выбора соответствующих граничных условий, необходимых для расчетного прогноза уровней воды.

Так, например, при сопряжении зеркала грунтовых вод с магистральными каналами, водохранилищем или при выходе грунтовых вод в коллекторы и другого типа дренажи необходимы данные об отметках этих сооружений, так как положение уровней воды в них при орошении будет служить граничным условием для расчетного прогноза зеркала воды.

Исходя из проектируемого режима поливов и указанных выше зависимостей инфильтрации поливной воды от водоподачи, КЗИ, а также зависимостей испарения грунтовых вод от глубины их нахождения, составляют графики ожидаемой динамики питания грунтовых вод при новом режиме орошения.

При этом отдельно составляются графики предстоящей инфильтрации (положительного питания) и ожидаемого испарения грунтовых вод в межполивные периоды. Соответствующие элементы баланса грунтовых вод обычно выражаются в виде среднемесячных величин для годового цикла.

ГЛАВА II

МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Рассмотренные выше исходные данные служат основанием для расчета (прогноза) изменения уровней грунтовых вод на орошаемых территориях.

Ниже будут рассмотрены способы такого прогноза для орошаемых территорий, прилегающих к трассам крупных ирригационных каналов и водоемам, где, помимо изменения инфильтрационного питания, возможен подпор грунтовых вод поверхностными водами. Кроме того, будут рассмотрены задачи по расчету изменений уровней на массивах орошения, где режим грунтовых вод формируется под влиянием инфильтрационного питания грунтовых вод в результате поливов. При этом освещаются вопросы прогноза кратковременных изменений уровня при каждом поливе и в межполивной период, прогноза длительных изменений уровня грунтовых вод на вновь освоенных землях и т. д.

Для решения этих задач используем методы, основанные на использовании уравнения неустановившегося движения грунтовых вод, методы составления общего водного баланса, метод корреляции и упрощенный метод автора.

В качестве иллюстрации применения этих методов приводятся примеры из гидрогеологической практики исследований режима грунтовых вод.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД, ОСНОВАННЫЙ НА ПРИМЕНЕНИИ УРАВНЕНИЙ НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ ВОД В КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЯХ

Главной особенностью этого метода является неограниченная возможность в сравнительно простой форме выражать зависимость уровней воды во времени для любых схем движения грунтовых вод от конкретных природных и водохозяйственных факторов. Так, например, при помощи этих уравнений легко

учесть неоднородность водоносных пород, неоднородный состав грунтовой воды, наклон водоупора, изменчивость на отдельных интервалах потока и отрезках времени величин питания грунтовых вод w , значений недостатка насыщения пород и т. д.

Вместе с положительными качествами данный метод имеет и отрицательные; главные из них состоят в громоздкости вычислений, которые необходимо выполнять каждый раз для расчета уровней воды в какой-либо точке на заданный момент времени.

Рассмотрим этот метод применительно к решению ряда практических задач.

§ 1. Одномерная задача

1. Однородный водоносный пласт

Рассмотрим вначале задачу по определению подпора грунтовых вод во времени.

При наполнении водохранилищ, каналов, а также при большом повышении горизонта воды в них в процессе их эксплуа-

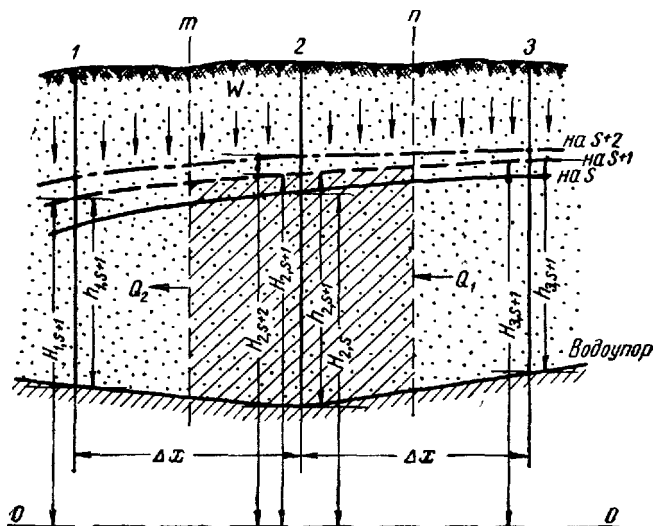


Рис. 1. Расчетная схема для трех сечений потока грунтовых вод, расположенных в створе по направлению движения (заштрихован элемент потока)

Q_1 —приток; Q_2 —отток грунтовых вод; w —питание потока сверху

тации, развитие подпора грунтовых вод протекает в течение длительного времени. В связи с этим ставится задача определения подпора грунтовых вод в отдельные моменты времени с тем, чтобы своевременно предпринять инженерно-технические

мероприятия по борьбе с вредным явлением подтопления земель, а на орошаемых массивах — по борьбе с процессом вторичного засоления почво-грунтов.

В случае плоского движения вод при однородном составе водоносных пород и наклонном водоупоре (рис. 1) расчет уровней воды производится по уравнению:

$$H_{2,s+2} = H_{2,s} + \frac{k \Delta t}{2\mu (\Delta x)^2} [(h_{1,s+1} + h_{2,s-1})(H_{1,s+1} - H_{2,s+1}) - (h_{2,s+1} + h_{3,s+1})(H_{2,s+1} - H_{3,s+1})] + \frac{\omega}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 1)$$

где $H_{2,s+2}$ — расчетный уровень грунтовых вод на конечный момент промежутка времени, обозначаемый символом $s+2$, в среднем сечении потока 2;

$H_{2,s}$ — уровень грунтовых вод в том же сечении в начальный момент времени s ;

k — коэффициент фильтрации водоносного пласта;

Δt — промежуток времени от момента s до момента $s+2$;

μ — недостаток насыщения или водоотдача пород;

Δx — расстояние между расчетными сечениями 1, 2 и 2, 3;

$h_{1,s+1}$, $h_{2,s+1}$, $h_{3,s+1}$ — мощности грунтового потока в сечениях 1, 2, 3 на средний момент $s+1$ промежутка времени Δt ;

$H_{1,s+1}$, $H_{2,s+1}$, $H_{3,s+1}$ — отметки уровня грунтовых вод на тот же момент времени соответственно в сечениях 1, 2 и 3;

ω — питание грунтового потока (размерность скорости фильтрации) сверху.

В большинстве практических расчетов ожидаемого уровня грунтовых вод в качестве исходных уровней и мощностей потока принимают наблюдавшиеся или ранее вычисленные уровни H_s и мощности h_s для начального момента времени s , что значительно упрощает расчет и практически не уменьшает его точности. В этом случае в написанном выше уравнении $h_{1,s+1}$, $h_{2,s+1}$, $h_{3,s+1}$ и $H_{1,s+1}$, $H_{2,s+1}$, $H_{3,s+1}$ заменяются соответственно на $h_{1,s}$, $h_{2,s}$, $h_{3,s}$ и $H_{1,s}$, $H_{2,s}$, $H_{3,s}$ а расчетный уровень $H_{2,s+2}$ удобно обозначить через $H_{2,s+1}$ (рис. 2).

Последовательность расчета уровней воды по уравнению (II, 1) сводится к следующему.

Вдоль створа, нормального к каналу или водохранилищу (по направлению движения вод), через равные расстояния Δx с имеющегося гидрогеологического профиля (или карты гидро-

изогипс) снимаются значения уровней воды H_s на исходную дату (момент s), которые позволяют вычислить соответствующие мощности потока h_s , для чего используют, помимо указанного, данные о положении водоупора. Выбор расстояний Δx определяется необходимой точностью расчетных кривых депрессий, которые желают получить. Обычно, чем меньше Δx и Δt ,

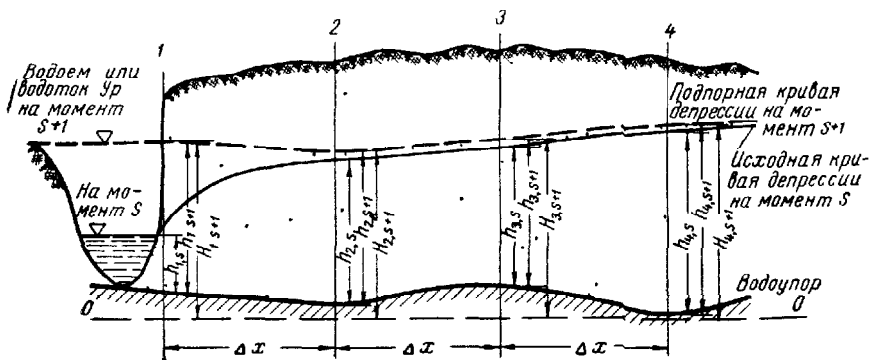


Рис. 2 Схема расположения расчетных сечений потока при определении колебаний уровня грунтовых вод

тем расчет будущих уровней точнее измеряется несколькими десятками, редко сотнями метров, Δt — десятками суток.

При отсутствии детальных карт гидроизогипс исходные уровни могут быть вычислены по данным разведочных или наблюдательных скважин. При горизонтальном водоупорном ложе, когда расход потока практически не изменяется по пути движения, расчет кривой депрессии производится по уравнению Г. Н. Каменского

Практически величина Δx

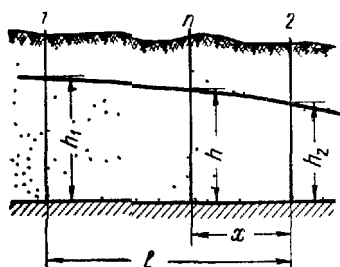


Рис. 3. Кривая депрессии грунтового потока

$$h = \sqrt{h_2^2 + \frac{x}{l}(h_1^2 - h_2^2)}, \quad (II, 2)$$

где h — расчетная мощность в сечении n (до подпора);
 h_1, h_2 — мощности в сечениях 1 и 2;
 x — расстояние от расчетного сечения до сечения 2;
 l — расстояние между сечениями 1, 2 (рис. 3).

При наличии питания грунтовых вод сверху w и связанного с этим изменения расхода потока по направлению движения

построение кривой депрессии производится по другому уравнению Г. Н. Каменского:

$$h = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}x + \frac{w}{k}Lx - \frac{w}{k}x^2}, \quad (\text{II}, 3)$$

где h_1 и h_2 — мощности грунтового потока в первом и втором сечениях;

x — расстояние от первого сечения до расчетного;

L — протяженность данного участка (от первого до второго сечения);

w — инфильтрационное питание потока сверху (среднегодовое) для данного отрезка кривой депрессии, выраженное высотой слоя воды, просачивающейся до грунтовых вод в единицу времени.

Для первой тройки сечений (1, 2, 3), из которых первое приходится на урез водоема с известным подпорным уровнем грунтовых вод, по данным ранее вычисленных исходных уровней во всех сечениях (см. рис. 2) в уравнение (II, 1) подставляются значения мощностей h_s и уровней H_s , отвечающих первоначальному моменту времени s . При этом для первого сечения исходная отметка зеркала грунтовых вод $H_{1,s}$ принимается равной подпорной отметке горизонта воды на конец расчетного промежутка времени Δt , т. е. на момент $s+1$ (т. е. допускается мгновенное повышение уровня в водоеме до принимаемой в расчет отметки $H_{1,s+1}$). Ввиду наличия повышенных гидравлических сопротивлений на урезе водотоков желательно между урезом воды и вторым сечением вводить промежуточное сечение на расстоянии $\frac{\Delta x}{2}$ от уреза, для которого уровни воды вычисляются тем же способом.

После определения будущего уровня на конец первого промежутка времени, т. е. $H_{2,s+1}$, в среднем сечении 2 (или промежуточном), переходят к аналогичному расчету ожидаемого уровня на тот же момент времени $s+1$ в третьем (или втором) сечении потока. Для этого выбирают следующую тройку сечений, из которых нижним будет только что рассмотренное сечение 2 (или промежуточное сечение), средним (расчетным) — сечение 3 (или сечение 2) и верхним — сечение 4 (или сечение 3 с учетом промежуточного). Не меняя обозначений индексов для новых сечений у соответствующих величин h_s и H_s в формуле (II, 1), порядок расчета по ней для второго расчетного сечения остается прежним. И так продолжают расчет всей кривой депрессии на конец первого промежутка времени Δt для всех сечений створа. Для упрощения расчета кривых депрессий можно производить расчет их ординат через одно сечение. При этом вначале вычисляют уровни воды лишь в четных сечениях, а затем для последующего момента времени — в нечетных.

Вычисленные уровни по всему створу на момент времени $s + 1$ принимаются в качестве исходных для последующего расчета ожидаемых уровней в тех же сечениях на последующий момент $s + 2$, отличающийся от предыдущего на время Δt . Для первой тройки сечений исходный уровень воды в сечении 1 (на урезе водоема) принимается равным подпорному горизонту воды на конец второго промежутка времени (т. е. на момент $s + 2$).

Порядок расчета кривой депрессии вдоль створа на этот момент времени остается прежним.

Если в качестве первого граничного условия принят известный график изменения горизонта воды в водоеме, то в качестве второго граничного условия в отсутствие второй дрены (реки, канала или выхода грунтовых вод на дневную поверхность) принимается постоянство уклона потока на значительном удалении от первого водоема. В этом случае при расчете уровня в предпоследнем сечении $H_{n-1, s+2}$ на последующий момент времени $s + 2$ допускается, что изменение уровня в крайнем сечении n за предшествующий промежуток времени Δt было равно соответствующему изменению уровня ΔH_{n-1} в предпоследнем сечении. На основании аналогичных допущений в последующем получаем возможность при всех дальнейших расчетах кривой депрессии знать соответствующий исходный уровень в крайнем сечении.

Задача по расчету уровней упрощается при наличии второй дрены или открытого водоема, гидравлически связанного с грунтовыми водами. В этом случае последнее расчетное сечение должно приходиться на урез этого водоема. Известные изменения уровня воды в нем используются в качестве второго граничного условия.

В случае горизонтального водоупора, однородного водоносного пласта и плоского движения вод расчетное уравнение (II, 1) упрощается:

$$h_{2, s+1} = h_{2, s} + \frac{k \Delta t}{2\mu (\Delta x)^2} (h_{1, s}^2 + h_{3, s}^2 - 2h_{2, s}^2) + \frac{w}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 4)$$

где $h_{2, s}$, $h_{2, s+1}$ — исходная на момент времени s и расчетная на последующий момент времени $s + 1$ мощности грунтового потока в среднем сечении 2; $h_{1, s}$, $h_{2, s}$, $h_{3, s}$ — мощности грунтового потока на исходный момент времени s в нижнем (1), среднем (2) и верхнем (3) сечениях.

Во многих случаях изменения уровня Δh несравнимо малы со средней мощностью потока h_{cp} . Тогда вместо уравнения (II, 4) можно считать действительным следующее:

$$h_{2, s+1} = h_{2, s} + \frac{k h_{cp} \Delta t}{\mu (\Delta x)^2} (h_{1, s} + h_{3, s} - 2h_{2, s}) + \frac{w}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 5)$$

Здесь принято
$$h_{cp} = \frac{h_{1,s} + h_{2,s}}{2} = \frac{h_{2,s} + h_{3,s}}{2},$$

Если задаться такими Δx и Δt , чтобы соблюдалось условие

$$\frac{2kh_{cp} \Delta t}{\mu (\Delta x)} = 1, \quad (\text{II}, 6)$$

где, следовательно, $\Delta x = \sqrt{\frac{2kh_{cp} \Delta t}{\mu}}$, то расчет ожидаемых мощностей $h_{2,s+1}$ по уравнению (II, 5) еще более упростится, так как расчетным уравнением будет:

$$h_{2,s+1} = \frac{h_{1,s} + h_{3,s}}{2} + \frac{w}{\mu} \Delta t. \quad (\text{II}, 7)$$

Из последнего уравнения следует, что задача по прогнозу уровней грунтовых вод вдоль створа сводится к нахождению среднеарифметических значений ординат исходной кривой депрессии по данным первого и третьего сечения в каждой тройке их, а также к сложению этих значений с той частью изменения уровня, которая определяется поступлением воды с поверхности, т. е. величиной $\frac{w}{\mu} \Delta t$

При отрицательном значении питания (т. е. при испарении грунтовых вод) перед последним слагаемым будет стоять знак минус

Порядок расчета уровней грунтовых вод по уравнению (II, 7) аналогичен ранее рассмотренному расчету по уравнению (II, 1)

Для систематизации всех вычислений их удобно располагать по следующей форме

№ п/п	№ сече- ний	Уровни или мощности грунтового потока						
		в начальный мо- мент времени		через Δt		через $2\Delta t$ и т. д.		
		h_s	$\frac{h_{1,s} + h_{3,s}}{2}$	$h_{2,s+1}$	$\frac{h_{1,s+1} + h_{3,s+1}}{2}$	$h_{2,s+2}$	$\frac{h_{1,s+2} + h_{3,s+2}}{2}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Здесь во второй графе указываются все расчетные сечения от уреза первой реки до уреза второй или до последнего сечения, в котором изменения уровня принимаются одинаковыми с изменениями в предыдущем сечении. В третьей графе — ис-

ходные мощности потока. В четвертой — среднеарифметические значения мощностей в двух крайних сечениях. В пятой графе выписывается результат этого расчета с учетом величины $\frac{w}{\mu} \Delta t$, которая складывается с величинами, помещенными в четвертой графе.

Заметим, что величина питания грунтового потока принимается по заранее известному графику ее изменения во времени.

Первая и последняя строчки приведенной таблицы заполняются по известным данным о граничных условиях, т. е. по известным графикам колебания уровня воды в дренирующих или подпирающих поток водоемах.

Если на концах потока отсутствуют поверхностные водотоки или дрены, то в качестве граничных условий на них при достаточно большой протяженности створа принимается постоянство уклонов и расчет производят, как указано выше с одним из таких условий.

2. Неоднородный водоносный пласт

Методика расчета изменения уровней воды вдоль расчетных створов остается прежней. Главное отличие этого случая от рассмотренного состоит в применении расчетного уравнения, учитывающего неоднородность пород по их фильтрационным свойствам.

Для пласта неоднородного строения может быть применено уравнение в конечных разностях Г. Н. Каменского в виде:

$$H_{2, s+I} = H_{2, s} + \frac{\Delta t}{2 \mu (\Delta x)^2} [(K_1 h_{1, s} + K_2 h_{2, s})(H_{1, s} - H_{2, s}) - (K_2 h_{2, s} + K_3 h_{3, s})(H_{2, s} - H_{3, s})] + \frac{w}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 8)$$

где $H_{2, s+I}$, $H_{2, s}$ — расчетный на момент времени $s + I$ и исходный на момент времени s уровень грунтовых вод в среднем сечении 2;

$h_{1, s}$, $h_{2, s}$, $h_{3, s}$ — мощности грунтового потока в сечениях 1, 2, 3 на момент времени s ;

$H_{1, s}$, $H_{2, s}$, $H_{3, s}$ — уровни грунтовых вод (их абсолютные отметки) в сечениях 1, 2 и 3 на тот же момент времени s ;

K_1 , K_2 , K_3 — средневзвешенные по вертикали коэффициенты фильтрации соответственно в сечениях 1, 2, 3.

Для расчета средневзвешенного коэффициента фильтрации применяют формулу:

$$K = \frac{\Sigma k h}{\Sigma h}, \quad (\text{II}, 9)$$

где k — послойный коэффициент фильтрации в данном сечении;

h — соответствующая мощность слоя;

Σh — суммарная мощность потока в расчетном сечении, от водоупора до зеркала воды

Если водоупорное ложе горизонтальное, то уравнение (II, 8) может быть написано так.

$$h_{2\ s+1} = h_{2\ s} + \frac{\Delta t}{2\mu (\Delta x)^2} [(K_1 h_{1\ s} + K_2 h_{2\ s})(h_{1\ s} - h_{2\ s}) - (K_2 h_{2\ s} + K_3 h_{3\ s})(h_{2\ s} - h_{3\ s})] + \frac{w}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 10)$$

где $h_{1\ s}$, $h_{2\ s}$, $h_{3\ s}$ — отсчитываются от горизонтальной плоскости водоупорного ложа (рис. 4).

Последовательность расчета уровней воды по этой формуле остается прежней

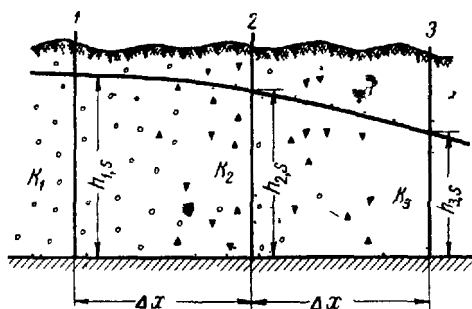


Рис. 4 Расчетная схема для неоднородного водоносного пласта

Как уже указывалось, при отсутствии поверхностных водотоков или водоемов, гидравлически связанных с грунтовыми водами, а, следовательно, и возможного подпора потока со стороны этих водоемов, задача прогноза уровней формулируется как задача по определению колебания их в условиях измененного питания грунтовых вод сверху. Это непосредственно отно-

сится к орошаемым массивам, далеко отстоящим от магистральной сети каналов и поверхностных дрен (например, в удалении на 200 м от оросителей). Методы решения этой задачи для плоского потока остаются теми же, что и вышерассмотренные. Одним из главнейших моментов расчета уровней во времени является выбор величин предстоящего питания грунтовых вод в зависимости от природных и водохозяйственных условий, как об этом упоминалось выше и более подробно изложено в главе III.

§ 2. Двухмерная задача

Более часто в условиях орошения течение грунтовых вод является двухмерным в плане, т. е. зависящим от двух координат на плоскости. Это связано со сложной системой ороситель-

ных каналов, дрена и водоемов, которые питают и дренируют грунтовый поток в различных местах. Существенным является также неравномерное распределение по площади и во времени поливных вод на массивах, часть которых идет на питание грунтового потока. Для таких случаев Г. Н. Каменский предложил решение двумерной задачи с использованием уравнений неустановившегося движения в конечных разностях.

Так, имея квадратную сетку расположения расчетных точек на плане (рис. 5), в которых известны уровни воды, для каж-

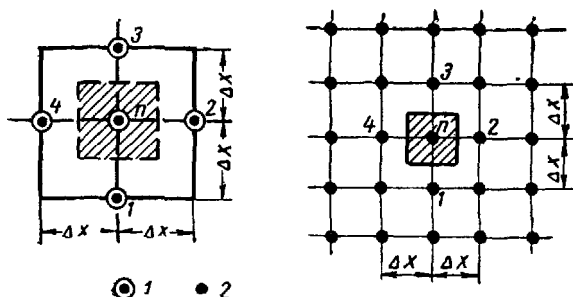


Рис. 5. Расположение наблюдательных скважин или расчетных точек для решения двумерной задачи по прогнозу уровня грунтовых вод
1—наблюдательная скважина или расчетная точка; 2—расчетная точка квадратной сетки

дой пятёрки точек (см. например, точки 1, 2, 3, 4, n в левой части этого рисунка), действительно для общего случая негоризонтального водоупора и большой мощности пласта уравнение:

$$H_{n, s+1} = H_{n, s} + \frac{k h_{\text{ср}} \Delta t}{\mu (\Delta x)^2} (H_{1, s} + H_{2, s} + H_{3, s} + H_{4, s} - 4H_{n, s}) + \frac{w}{\mu} \Delta t, \quad (\text{II}, 11)$$

где $H_{n, s+1}$ — расчетный уровень грунтовых вод в центральной точке n на последующий момент времени $s+1$;

$H_{n, s}$ — начальный уровень в той же точке на исходный момент времени s;

$H_{1, s}, H_{2, s}, H_{3, s}, H_{4, s}$ — начальные уровни на исходный момент s в четырех окружающих точках 1, 2, 3, 4 (рис. 5), накрест лежащих по отношению к расчетной точке n;

$h_{\text{ср}}$ — средняя мощность потока;

Δx — расстояния между точками квадратной сетки.

Из этого уравнения следует, что для вычисления уровня воды в скважине n на последующий момент $s+1$ времени требуется знать: уровни воды на предшествующий момент в данной скважине $H_{n,s}$ и в четырех боковых, расположенных со всех сторон, $H_{1,s}, H_{2,s}, H_{3,s}, H_{4,s}$, среднюю мощность потока $h_{\text{ср}}$, коэффициент фильтрации k , водоотдачу грунтов μ , среднее питание грунтовых вод за данный период времени ω и длину стороны квадрата данной сетки Δx .

Расчет уровней по уравнению (II, 11) последовательно выполняется для всех точек сетки, что позволяет по вычисленным уровням построить карту гидроизогипс на последующий момент времени $s+1$. Для упрощения расчета вычисление уровней можно выполнять через точку, используя исходные данные в смежных квадратах расчетной сетки.

Полученное таким путем новое распределение уровней грунтового потока используется в качестве начального условия для очередного расчета уровней на следующий момент времени $s+2$.

Аналогично этому продолжается расчет положения зеркала грунтовых вод для остальных месяцев полного цикла.

В качестве граничных условий принимаются уровни воды на периферии потока.

На рис. 6 показан случай, когда только на северной окраине сетки наперед известно положение зеркала грунтовых вод ввиду прохождения там канала, с которым гидравлически связаны грунтовые воды. Положение зеркала грунтовых вод на линии уреза канала может быть принято на высоте проектного горизонта воды в канале. Что касается южной, восточной и западной окраин сетки, то таковых условий не задано.

В таком случае можно поступить двояким образом.

Во-первых, если по условиям задачи будет достаточным определение будущих уровней лишь по одному створу точек (например $a-u$, рис. 6), то начальное условие (распределение уровней на исходную дату по всем точкам) используется для подсчета уровней во всех точках лишь на первый заданный момент $s+1$.

На второй момент времени $s+2$ рассчитываются уровни, исходя из известных расчетных уровней на предшествующий момент $s+1$, причем для момента $s+2$ будет возможным подсчитать ожидаемые уровни лишь для точек, находящихся на контуре 3 и внутри него. То же положение сохраняется в отношении других моментов времени, для каждого из которых последовательно выбывают из расчета точки по другим контурам 4, 5, 6 и т. д.

Это указывает на то, что при большом числе расчетных промежутков времени Δt необходимо строить сетки точек больших размеров по длине и ширине.

Во-вторых, если требуется определить будущее положение зеркала грунтовых вод на определенной площади в течение достаточно длительного времени, то в качестве граничных условий (при отсутствии постоянных водотоков и дрена по периферии сетки) можно принять постоянство уклонов потока на его периферии. При этом после первого расчета уровней на мо-

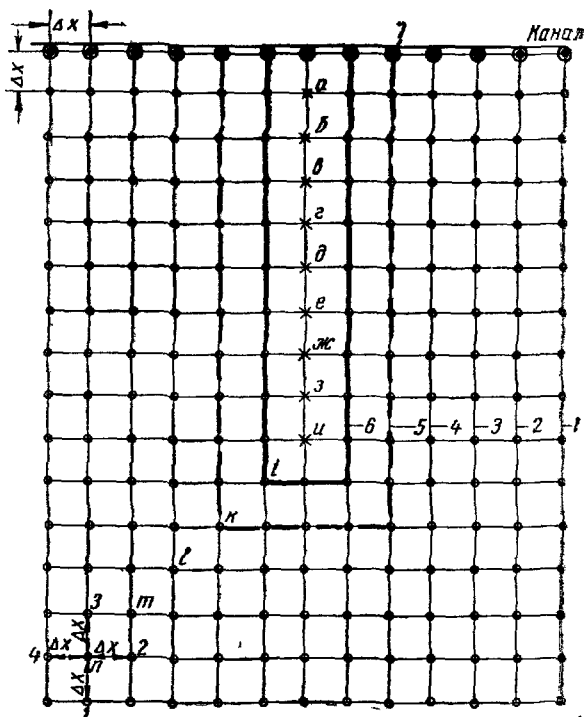


Рис. 6. Схема расположения расчетных точек при расчете уровней грунтовых вод во времени для полуограниченного потока

1—контур расчетных точек, в пределах которого известно распределение начальных уровней воды; 2—контур, в котором возможно определение уровней только для окончания первого промежутка времени Δt (на момент $s+1$); 3—то же, для моментов, включая $s+2$; 4—то же, включая $s+3$; 5—то же, включая $s+4$; 6—то же, включая $s+5$; 7—точка, отражающая граничное условие

мент времени $s+1$ по всем точкам принимают, что изменения уровня воды в периферийных точках равны изменению уровня за тот же промежуток времени Δt в соседних с ними точках, но находящихся на внутреннем контуре.

Порядок расчета ожидаемых уровней ясен из изложенного и состоит в применении уравнения (II, 11) к каждой пятерке точек (например 1—4, n), из которых точка n является средней. Начинать расчет можно с любого места сетки, запись результатов подсчета удобно вести прямо внутри каждого квад-

рата, относя ее к нижнему левому углу каждого квадрата (расчетной точке n). Для первого ряда точек на урезе канала уровни воды принимаются по данным колебания горизонта воды в канале.

Большое значение в расчете по этому методу имеет учет изменения инфильтрационного питания w и недостатка насыщения (водоотдачи) пород μ по площади. Для этого перед расчетом на площади сетки выделяются участки, имеющие по данным предварительного прогноза инфильтрационного питания различные w , изменяющиеся во времени, а также участки с различными показателями коэффициента μ .

Для определения начальных уровней воды в расчетных точках сетки последнюю совмещают с картой гидроизогипс на исходную дату. По этой карте находят уровни воды в точках сетки.

В целях упрощения расчета уровней воды по уравнению (II, 11) расстояния между расчетными точками Δx (или длину стороны квадрата) выбирают такими, чтобы соблюдалось условие:

$$\frac{4kh_{cp} \Delta t}{\mu (\Delta x)^2} = 1 \quad (\text{II, } 12)$$

или при заданном Δt :

$$\Delta x = 2 \sqrt{\frac{kh_{cp} \Delta t}{\mu}} \quad (\text{II, } 13)$$

Например, при $\Delta t = 30$ суток, $k = 3$ м/сутки, $h_{cp} = 100$ м, $\mu = 0,1$, $\Delta x = 2 \sqrt{\frac{3 \cdot 100 \cdot 30}{0,1}} = 600$ м.

При выбранных таким методом размерах сторон квадратов сетки уравнение (II, 11) упрощается:

$$H_{n, s+1} = \frac{\sum_{i=1}^{i=4} H_{i, s}}{4} + \frac{w}{\mu} \Delta t. \quad (\text{II, } 14)$$

Расчет уровней, таким образом, сводится к двум действиям: нахождению среднеарифметических значений уровня по данным уровней воды в четырех накрест лежащих точках 1, 2, 3, 4 и сложению этих значений с величиной $\frac{w}{\mu} \Delta t$.

§ 3. Определение разности между притоком и оттоком грунтовых вод для заданных условий прогноза

Следующий этап расчетного прогноза режима вод заключается в определении остальных элементов баланса грунтовых вод, если это требуется для решения задачи по борьбе с избыточным увлажнением почво-грунтов.

По вычисленным уровням для годового цикла определяется разность между подземным притоком и оттоком грунтовых вод, которая будет иметь место в будущем. Для этого применяют уравнение (I, 8).

Зная ΔH и w для каждого промежутка времени, находят $\frac{Q_1 - Q_2}{w}$ для соответствующих элементов потока, что позволяет составить полный баланс грунтовых вод. После этого указанные элементы баланса вначале умножают на соответствующие промежутки времени Δt , а затем полученные произведения суммируют за годовой цикл.

Такой расчет элементов баланса выполняют для каждого элемента потока.

Для оценки среднего значения питания грунтовых вод и разности между притоком и оттоком для всего массива вычисляют средневзвешенные по площади величины этих элементов.

Чтобы найти приток грунтовых вод на весь земельный массив, используют вычисленные уровни воды, данные о положении водоупора и коэффициенты фильтрации.

По обычным уравнениям Дюпюи, Каменского определяется средний за год расход воды для каждого промежутка времени [Г. Н. Каменский, 1943].

На основании вычисленного притока Q_1 и ранее определенной разности $\Delta Q = Q_1 - Q_2$ находят отток воды Q_2 .

Аналогично рассмотренному прогноз уровней и динамики элементов баланса грунтовых вод можно продолжить на ряд последующих лет. При этом надо учитывать два случая.

На освоенных орошаемых массивах, где прогноз уровней производится в связи с изменением режима водоподдачи и наблюдаемый режим грунтовых вод является уже сформировавшимся в соответствии с существующим орошением, ожидать значительного изменения этого режима на второй и последующий годы после изменения водоподдачи не приходится. Основные изменения в режиме уровней при этом определяются на основании рассмотренного расчетного прогноза динамики уровня первого года.

После этого расчета должен интересовать вопрос о предельном положении зеркала грунтовых вод и времени его установления.

Второй случай относится к вновь осваиваемым под орошение территориям.

Для этих массивов рассмотренный прогноз динамики уровня воды, исходя из календарного графика питания грунтовых вод, может быть продолжен и на второй год и последующие годы после начала освоения земель.

Большое внимание при этом должно быть уделено уточнению принимаемых в расчет величин инфильтрации и испарения грунтовых вод.

Так, например, при получающемся по расчету изменении уровня больше чем 1—2 м требуется (согласуясь с графиками связи w и глубиной до воды) привести в соответствие с мощностью зоны аэрации значение величины w .

§ 4. Расчет предельного положения уровня грунтовых вод¹

Под предельным (условно) положением уровня грунтовых вод мы понимаем такое, при котором для заданных среднегодовых величин питания прекращаются дальнейшие изменения уровней за год.

Такое положение наступает при уравнивании среднегодовой результирующей инфильтрации и испарения (т. е. питания грунтовых вод w) среднегодовой величиной подземного стока, т. е. при

$$\frac{Q_2 - Q_1}{\omega} \Delta t = w \Delta t, \quad (II, 15)$$

причем w , Q_1 и Q_2 являются осередненными за год.

Левая часть равенства представляет собой подземный сток с массива орошения (отток за вычетом притока), правая — результирующая инфильтрация и испарения.

Так как питание грунтовых вод w зависит во многом от инфильтрации осадков и испарения с дневной поверхности, изменяющихся под влиянием метеорологических условий, то написанное равенство больше отвечает многолетнему периоду, а входящие в него члены — среднемноголетним величинам.

В отдельные годы и сезоны благодаря отклонению указанных элементов водного баланса, зависящих от метеорологических факторов, от их среднемноголетних значений вполне возможны изменения уровня воды. Эти изменения в питании грунтовых вод приводят к колебанию уровней, называемому естественным.

Следовательно, при достижении так называемого предельного положения зеркала воды естественные колебания среднегодового уровня воды не исключены.

Если оперировать среднегодовой величиной инфильтрации w , то допустимы также и сезонные изменения уровней под влиянием неравномерной инфильтрации осадков и различного испарения в течение года.

Величины сезонных и годовых колебаний уровня, зависящие от неравномерного изменения метеорологических условий, определяются на основании длительных наблюдений за режимом грунтовых вод. Эти величины будут являться поправками к определенному, как указано ниже, предельному положению уровня.

¹ Описываемый метод расчета впервые предложен Г. Н. Каменским.

На основании уравнений (II, 11) и (II, 15), т. е. при $\Delta H = 0$ для любой точки пересечения линий квадратной сетки действительно уравнение:

$$\frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} (H_{1,s} + H_{2,s} + H_{3,s} + H_{4,s} - 4H_{n,s}) = -w. \quad (\text{II}, 16)$$

В качестве предельных здесь принимаются уровни $H_{1,s}$, $H_{2,s}$, $H_{3,s}$, $H_{4,s}$ и $H_{n,s}$ в соответствующих боковых и центральных точках (рис. 6), рассматриваемые как среднегодовые.

Из этого следует, что для вычисления предельных уровней на массиве орошения необходимо составить столько уравнений, аналогичных уравнению (II, 16), сколько имеется неизвестных или расчетных точек квадратной сетки. Кроме того, требуется знать среднюю мощность потока h_{cp} , коэффициент фильтрации k , длину стороны квадрата Δx и среднюю величину питания грунтовых вод w .

При горизонтальном водоупоре вместо уровней воды можно принять мощности и представить их в виде:

$$\left. \begin{aligned} H_{1,s} &= h_1 + \Delta h_1 \\ H_{2,s} &= h_2 + \Delta h_2 \\ H_{3,s} &= h_3 + \Delta h_3 \\ H_{4,s} &= h_4 + \Delta h_4 \\ H_{n,s} &= h_n + \Delta h_n \end{aligned} \right\} \quad (\text{II}, 17)$$

где h_1 , h_2 , h_3 , h_4 , h_n — мощности грунтового потока в точках 1, 2, 3, 4, n , считая от горизонтального водоупора, на конец последнего года, для которого был выполнен прогноз динамики изменения уровня;

Δh_1 , Δh_2 , Δh_3 , Δh_4 , Δh_n — изменения уровней или мощностей в тех же точках за период от указанного года до установления предельного положения зеркала воды.

Подставляя значения уровней из уравнения (II, 17) в уравнение (II, 16), получим:

$$\frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} \left(\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4 - 4\Delta h_n + \sum_1^4 h_i - 4h_n \right) = -w. \quad (\text{II}, 18)$$

Так как сумма мощностей потока в четырех боковых скважинах $\sum_1^4 h_i$ и учетверенная мощность в центральной скважине $4h_n$ могут быть заранее выражены в виде чисел, то, обозначив

$4h_n - \sum_1^4 h_i = A$ и $\frac{(\Delta x)^2}{kh_{cp}} = B$, будем иметь:

$$\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4 - 4\Delta h_n = A - Bw. \quad (\text{II}, 19)$$

Следовательно, вычисление предельных уровней может быть сведено к расчету предельных изменений первоначальных уровней.

Так, например, имея для орошаемого массива площадью 120 га квадратную сетку с $\Delta x = 225$ м, чему соответствует семнадцать точек пересечения линий сетки, можно вычислить предельные уровни воды в этих точках. Для этого потребуются составить семнадцать уравнений с таким же числом неизвестных. В качестве исходных данных принимаются мощности потока в указанных точках на конец последнего года, для которого составлен прогноз динамики уровней.

Решение системы уравнений относительно неизвестных приращений уровней Δh выполняется методом последовательного исключения этих неизвестных.

§ 5. Ориентировочный подсчет времени установления предельного положения уровня грунтовых вод

Вычислив предельные уровни грунтовых вод, соответствующие заданному питанию последних и зная годовой сток этих вод по данным расчетного прогноза режима их на последний год, можно ориентировочно определить продолжительность времени установления этих уровней из следующего соотношения:

$$\Delta t = \frac{\mu \Delta H}{\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} + \omega} \quad (\text{II}, 20)$$

Таким образом, для расчета времени установления предельного уровня или соответствующего приращения ΔH того уровня, который был получен по расчету на конец последнего года, необходимо учесть:

а) величину приращения ΔH уровня до его предельного значения в данной точке,

б) среднюю величину разности между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega}$, полученную из предыдущих расчетов для данного массива,

в) среднюю за год интенсивность питания грунтовых вод ω .

Первая из этих величин ΔH получается на основании решения системы уравнений, аналогичных уравнению (II, 19).

Разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega}$ принимается равной среднегодовой величине ее, вычисленной для данного участка на последний год, для которого рассчитывалась динамика элементов баланса (т. е. $\omega, \frac{\Delta Q}{\omega}$).

Так, например, если для группы из пяти скважин на указанный год получено $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t = -14,1$ мм/год, то в расчет по уравнению (II, 20) принимаем $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} = \frac{-14,1}{365} = -0,04$ мм/сутки

В ряде случаев бывает целесообразно принять в расчет половину абсолютной величины этой разности, если есть основания полагать (исходя из общей оценки изменчивости условий подземного стока), что по достижении предельных уровней отток грунтовых вод будет равен притоку их. При этих условиях инфильтрация поливных вод будет уравниваться расходом грунтовых вод на испарение.

Средняя интенсивность питания грунтовых вод принимается равной среднегодовой величине ω , взятой из заданного графика питания, который использовался при прогнозе годовой динамики элементов баланса. При этом надо учитывать возможное изменение этой величины в связи с предполагаемым повышением уровня.

Расчет времени установления предельных уровней можно выполнить для любых точек орошаемого массива, используя для этого по каждой точке соответствующие исходные данные. Эти данные получают по каждому квадрату сетки в результате предварительного прогноза элементов баланса для первого или второго года освоения массива под орошение.

В качестве иллюстрации рассмотренного метода приведем пример.

Предельный уровень грунтовых вод после введения нового орошения будет выше наблюдавшегося на $\Delta H = +1,7$ м, разность между притоком и оттоком грунтовых вод составляет в среднем для последнего года существовавшего орошения на данном участке $\frac{\Delta Q}{\omega} = -0,02$ мм/сутки, среднегодовое питание грунтовых вод $\omega = +0,4$ мм/сутки, водоотдача или недостаток насыщения пород $\mu = 0,1$.

Отсюда, полагая, что в процессе подъема уровня среднее $\frac{\Delta Q}{\omega} = -0,01$ мм/сутки, время, потребное для этого подъема уровня, будет равно:

$$\Delta t = \frac{0,1 \cdot 1,7 \cdot 1000}{-0,01 + 0,4} \approx 436 \text{ суток.}$$

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД, ОСНОВАННЫЙ НА АНАЛИТИЧЕСКИХ РЕШЕНИЯХ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ

Аналитические решения уравнений неуставившегося движения грунтовых вод дают возможность производить определение тех же элементов, что и при помощи уравнений в конечных разностях, т. е. подпора грунтовых вод от водохранилищ и каналов, изменения уровней грунтовых вод, дренируемых рекой или каналом с учетом инфильтрационного питания сверху и т. д.

Дифференциальное уравнение для неуставившегося движения грунтовых вод при горизонтальном водоупоре имеет вид:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{w}{\mu}. \quad (\text{II}, 21)$$

Это уравнение Буссинеска. Оно является нелинейным, в связи с чем решение его встречает большие трудности.

Для практических задач уравнение (II, 21) приводится к линейному.

Линеаризация по методу Буссинеска дает:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu}, \quad (\text{II}, 22)$$

а по методу Н. Н. Веригина:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = a \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{wh_{\text{ср}}}{\mu}. \quad (\text{II}, 23)$$

$$\text{Здесь: } u = \frac{h^2}{2}; \quad a = \frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$$

где k — средний коэффициент фильтрации водоносного пласта;

$h_{\text{ср}}$ — средняя мощность грунтового потока, считая от горизонтального водоупора до уровня воды, принимаемая постоянной величиной;

μ — водоотдача или недостаток насыщения грунтов в пределах колебания уровня (над капиллярной каймой);

h — глубина от уровня грунтовых вод до водоупора, т. е. мощность потока, являющаяся функцией времени t и координаты x ;

t — время, отсчитываемое от начала подъема горизонта воды в водоеме;

x — расстояние от уреза воды в канале или водохранилище до расчетного сечения;

w — инфильтрационное питание грунтового потока (размерность скорости фильтрации).

§ 6. Изменение уровней грунтовых вод под влиянием подъема горизонта воды в канале (реке)

Для определения подпора грунтовых вод в случае однородного водоносного пласта с горизонтальным водоупором при выклинивании подпора грунтовых вод на значительном удалении от берега Н. Н. Веригиным [1949] получена следующая формула для полуограниченного потока:

$$h = h_e + Z_{\kappa} = \sqrt{h_e^2 + (h_2^2 - h_1^2) [1 - \Phi(\lambda)]}, \quad (\text{II}, 24)$$

где h — расчетный уровень грунтовых вод в сечении x для момента времени t после начала наполнения водохранилища или канала; при этом подъем уровня воды в этих водоемах и водотоках считается мгновенным;

- h_e — уровень грунтовых вод в расчетном сечении для начального момента времени (или так называемый „бытовой уровень“ до подпора);
 h_2 — уровень грунтовых вод на урезе водохранилища или канала после их заполнения до проектного горизонта;
 h_1 — уровень или мощность потока в начальном сечении на урезе канала или водохранилища до подпора (рис 7);
 $h_{ср}$ — средняя мощность потока;
 Z_k — подпор грунтовых вод в расчетном сечении;
 $\Phi(\lambda)$ — интеграл вероятности, значение его определяется по графику рис. 8 и табл. 1.

$$\lambda = \frac{x}{2 \sqrt{\frac{k}{\mu} h_{ср} t}} \quad (\text{II}, 25)$$

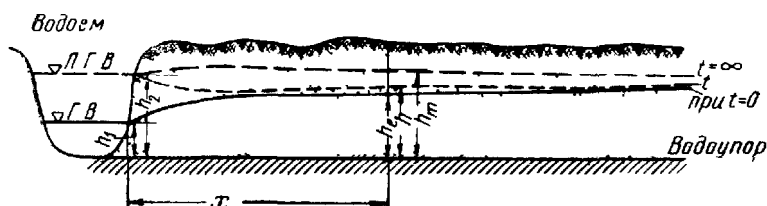


Рис 7. Схема подпора грунтовых вод при полуограниченном грунтовым потоке

Таблица 1

Интеграл вероятности $\Phi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\lambda} e^{-\lambda^2} d\lambda$

λ	$\Phi(\lambda)$	λ	$\Phi(\lambda)$	λ	$\Phi(\lambda)$
0,0	0,00000	1,1	0,88020	2,1	0,99702
0,1	0,11246	1,2	0,91031	2,2	0,99814
0,2	0,22270	1,3	0,93401	2,3	0,99886
0,3	0,32863	1,4	0,95229	2,4	0,99931
0,4	0,42839	1,5	0,96611	2,5	0,99959
0,5	0,52050	1,6	0,97635	2,6	0,99976
0,6	0,60386	1,7	0,98379	2,7	0,99987
0,7	0,67780	1,8	0,98909	2,8	0,99992
0,8	0,74210	1,9	0,99279	2,9	0,99996
0,9	0,79691	2,0	0,99532	3,0	0,99998
1,0	0,84270				

Для определения средней мощности потока $h_{ср}$ Н. Н. Веригин рекомендует следующий прием.

Вначале эта мощность вычисляется в первом приближении по формуле:

$$h'_{\text{ср}} \approx \frac{h_1 + h_e + h_2 + h_{m(t \rightarrow \infty)}}{4}, \quad (\text{II}, 26)$$

где $h_{m(t \rightarrow \infty)}$ — уровень в расчетном сечении x в условиях стационарного подпора.

Полученное $h'_{\text{ср}}$ используют для расчета λ' в первом приближении. На основании этого находят по графику (см. рис. 8) значение функции $\Phi(\lambda')$, что дает основание вычислить h' в первом приближении.

На основании вычисленного h' находят $h''_{\text{ср}}$ во втором приближении по формуле:

$$h''_{\text{ср}} = h_e + \frac{h'}{2}. \quad (\text{II}, 26a)$$

Последнее опять подставляется в уравнение (II, 25) для нахождения λ'' во втором приближении и соответствующей функции $\Phi(\lambda'')$.

По этим данным получают окончательное значение расчетного уровня h'' (при втором приближении).

Для случая потока грунтовых вод, ограниченного с двух сторон, например, при наличии, кроме водохранилища, дрены (река, овраг) или выхода кривой депрессии на дневную поверхность (рис. 9), расчет ожидаемых уровней производится по другой формуле:

$$h = \sqrt{h_e^2 + (h_2^2 - h_1^2) \left[\frac{L-x}{L} - S\left(\tau, \frac{x}{L}\right) \right]} \quad (\text{II}, 27)$$

где L — расстояние от берега водохранилища до дренирующей реки или оврага;

$S\left(\tau, \frac{x}{L}\right)$ — определяется по графику (рис. 10);

τ — величина, получаемая из выражения

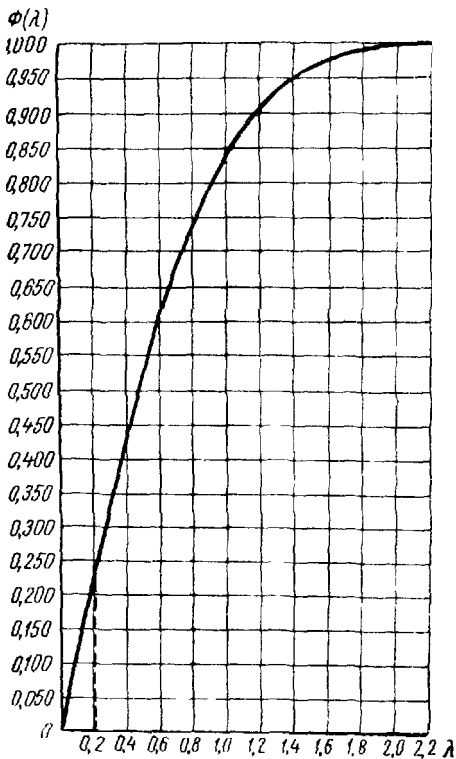


Рис. 8. График зависимости $\Phi(\lambda)$

$$\tau = \frac{k h_{cp} t}{\mu L^2}$$

Порядок расчета h_{cp} , а затем и h_i прежний.

Как видно из формул (II, 26) и (II, 26а), для определения h_{cp} , требуется предварительно знать «предельные» уровни грунтовых вод, отвечающие стационарному подпору при $t = \infty$.

Для этих целей в случае потока, ограниченного с одной стороны, предварительно рассчитывают подпорную кривую депрессии, отвечающую стационарному подпору, по уравнению Г. Н. Каменского (для однородного пласта при горизонтальном водоупоре):

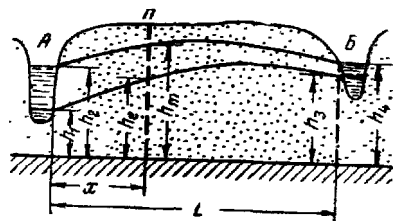


Рис. 9. Схема движения грунтовых вод на междуречном массиве

$$h_{m(t \rightarrow \infty)} = \sqrt{h_e^2 + h_2^2 - h_1^2}. \quad (\text{II, 28})$$

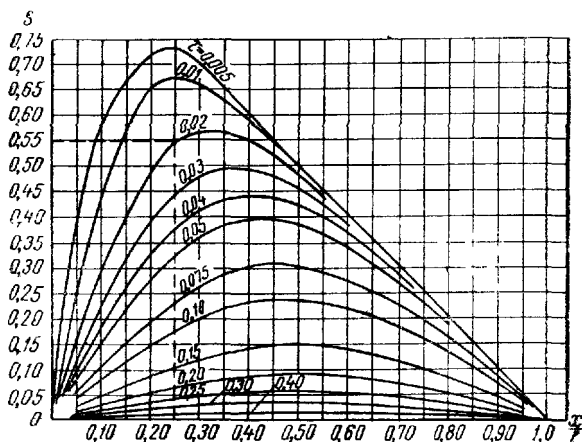


Рис. 10. График зависимости $S \left(\frac{x}{L} \right)$ при различных значениях τ

Если поток ограничен с двух сторон дренами, то вместо последнего будет действительно другое уравнение Г. Н. Каменского:

$$h_{m(t \rightarrow \infty)} = \sqrt{h_e^2 + (h_2^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} + (h_4^2 - h_3^2) \frac{x}{L}}, \quad (\text{II, 29})$$

где h_3 и h_4 — уровни грунтовых вод во второй реке или дрене до и после подпора;

x — расстояние от первой реки до расчетного сечения (рис. 9).

Если во второй реке или дрене горизонт воды не изменяется, то расчетный уровень грунтовых вод при стационарном подпоре определяется по более простой формуле:

$$h = \sqrt{h_e^2 + (h_2^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L}} \quad (\text{II, 30})$$

§ 7. Определение уровня грунтовых вод при возникновении местной усиленной инфильтрации

Для случая возникновения усиленной инфильтрации до уровня грунтовых вод, что может иметь место при дополнительном орошении на массивах земель в районе трасс каналов, водохранилищ или каких-либо дренах, Н. Н. Веригин [1950] предложил следующий метод для прогноза уровней грунтовых вод во времени.

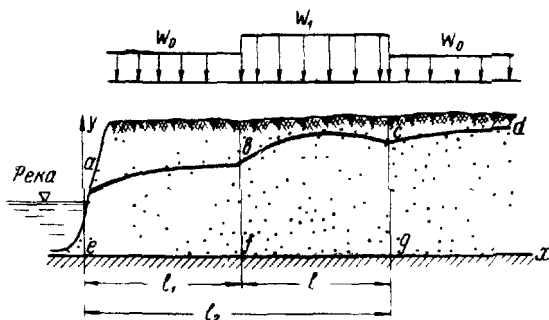


Рис. 11. Схема распределения инфильтрационного питания грунтового потока сверху

Допустим, что дополнительная инфильтрация возникает мгновенно (при $t=0$) на участке потока bc (рис. 11) и в дальнейшем поддерживается постоянной. При этом задача сводится к нахождению функции $u(x, t)$, удовлетворяющей уравнению (II, 23) при следующих условиях:

- 1) в интервале $x < l_1$ и $x > l_2$ $w = w_0$ (рис. 11); начальное условие для этих интервалов при $t=0$

$$u = \frac{h_1^2}{2} - \frac{q_0}{k} x - \frac{1}{2} \frac{w_0}{k} x^2 \quad (\text{II, 31})$$

или

$$h_e = \sqrt{h_1^2 - \frac{2 q_0}{k} x - \frac{w_0}{k} x^2},$$

где h_e — уровень грунтовых вод в сечении x до начала местной инфильтрации (бытовой уровень);

q_0 — расход грунтовых вод, поступающих в область стока;

h_1 — мощность потока на урезе водоема.

При $x=0$

$$u = \frac{h_1^2}{2} = \text{const.} \quad (\text{II, 32})$$

2) в интервале $l_1 < x < l_2$ инфильтрация $w=w_1$ при тех же начальных условиях.

Затем Н. Н. Веригин воспользовался функцией так называемого теплового удара и произвел суммирование отдельных «тепловых ударов», применив принцип суперпозиции. В результате получено решение в следующем виде:

$$h = h_{e(x)} + Z_0 = \sqrt{H^2 - 2 \frac{w}{k} a t S} \quad (\text{II, 33})$$

или

$$Z_0 = \sqrt{H^2 - 2 \frac{w}{k} a t S} - h_{e(x)}, \quad (\text{II, 34})$$

где h — уровень грунтовых вод в сечении x , установившийся на момент времени t под влиянием местной инфильтрации;

w — увеличение инфильтрационного питания грунтовых вод в пределах орошаемой зоны bc : $w = w_1 - w_0$;

$h_{e(x)}$ — первоначальная (бытовая) глубина грунтовых вод до водоупора в сечении x ;

Z_0 — изменение (подъем) уровня в том же сечении x ;

H — глубина воды до водоупора при $t = \infty$ определяется для отдельных участков по соответствующим формулам:

1) для участка ab ($x < l_1$)

$$H = \sqrt{h_{e(x)}^2 + 2 \frac{w}{k} l x}; \quad (\text{II, 35})$$

2) для участка bc ($l_1 < x < l_2$)

$$H = \sqrt{h_{e(x)}^2 + \frac{w}{k} [x(2l_2 - x) - l_1^2]}; \quad (\text{II, 36})$$

3) для участка cd ($l_2 < x < \infty$)

$$H = \sqrt{h_{e(x)}^2 + \frac{w}{k} (l_2^2 - l_1^2)}; \quad (\text{II, 37})$$

$$a = \frac{k h_{cp}}{\mu},$$

где h_{cp} — средняя мощность протока, определяемая по формулам (II, 26) и (II, 26а)

$$S = -G(\lambda_1) + G(\lambda_2) + G(\lambda_3) - G(\lambda_4); \quad (\text{II, 38})$$

$$\lambda_1 = \frac{x-l_1}{2\sqrt{at}}; \lambda_2 = \frac{x-l_2}{2\sqrt{at}}; \lambda_3 = \frac{x+l_2}{2\sqrt{at}}; \lambda_4 = \frac{x+l_1}{2\sqrt{at}}, \quad (\text{II}, 39)$$

$$G[\lambda] = \left(\lambda^2 + \frac{1}{2}\right) \Phi(\lambda) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \lambda e^{-\lambda^2}, \quad (\text{II}, 40)$$

где $\Phi(\lambda)$ — интеграл вероятности. Значение его в соответствии с аргументом λ находится по графику на рис. 8 и табл. 1.

Для облегчения расчетов в табл. 2 приводятся значения $G(\lambda)$ при λ , изменяющемся от 0 до ∞ .

Последовательность расчета изменения уровней грунтовых вод во времени сводится к следующему.

1. По данным о коэффициенте фильтрации k , водоотдаче или недостатку насыщения μ , средней мощности потока h_{cp} вычисляется коэффициент $a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$, причем h_{cp} может быть получено или по уравнению (II, 26) с использованием предельных стационарных подпоров [согласно уравнениям (II, 35) — (II, 37)], или по более простой формуле $h_{cp} = \frac{h_2 + h_e}{2}$, где h_2 — уровень на уре-
зе канала после подпора.

Таблица 2

Значения функции $G(\lambda)$

λ	$G(\lambda)$	λ	$G(\lambda)$	λ	$G(\lambda)$	λ	$G(\lambda)$
0	0,00	0,11	0,125	0,27	0,312	0,80	1,084
0,005	0,00562	0,12	0,136	0,28	0,324	0,90	1,27
0,01	0,0113	0,13	0,147	0,29	0,336	1,00	1,47
0,015	0,0168	0,14	0,159	0,30	0,349	1,1	1,72
0,02	0,0226	0,15	0,170	0,32	0,373	1,2	1,97
0,025	0,0282	0,16	0,182	0,34	0,398	1,3	2,23
0,03	0,0338	0,17	0,194	0,36	0,424	1,4	2,49
0,035	0,0395	0,18	0,205	0,38	0,449	1,5	2,74
0,04	0,0451	0,19	0,217	0,40	0,475	2,0	4,50
0,045	0,0508	0,20	0,229	0,42	0,502	2,5	6,75
0,05	0,0565	0,21	0,240	0,44	0,528	3,0	9,50
0,06	0,0665	0,22	0,252	0,46	0,555	3,5	12,7
0,07	0,0791	0,23	0,264	0,48	0,582	4,0	16,5
0,08	0,0905	0,24	0,279	0,50	0,610	4,5	20,9
0,09	0,102	0,25	0,288	0,60	0,755	5,0	25,5
0,10	0,113	0,26	0,300	0,70	0,913	∞	∞

2. На основании этого и заданного времени t по уравнению (II, 39) определяются значения λ_1 ; λ_2 ; λ_3 ; λ_4 соответственно для значений $x-l_1$, $x-l_2$, $x+l_2$, $x+l_1$.

3. По данным λ_1 ; λ_2 ; λ_3 и λ_4 находят далее значения функций $G(\lambda_1)$, $G(\lambda_2)$, $G(\lambda_3)$, $G(\lambda_4)$ [по уравнению (II, 40) или по табл. 2] и затем по уравнению (II, 38) — значение функции S .

4. Используя заданные величины инфильтрационного питания или приращение его $\omega = \omega_1 - \omega_0$, рассчитывают для каждого

участка потока (ab , bc , cd) величины H по формулам (II, 35),— (II, 37). При этом необходимо учесть заданные x , первоначальный уровень h_{ex} , коэффициент фильтрации k , ширину зоны орошения, где изменится питание потока, т. е. расстояния l_1 и l_2 .

5. Зная H , S , a , t , ω , k и h_{ex} , по уравнению (II, 33) легко вычислить Z_0 — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t .

§ 8. Определение совместного влияния на режим грунтовых вод подпора в канале (реке) и усиленной местной инфильтрации

Для оценки совместного влияния подпора воды от канала и местной усиленной инфильтрации на орошаемом массиве можно воспользоваться методом сложения течений. При этом считается, что начальные условия для каждого из составляющих течений являются общими.

Результирующий подпор грунтовых вод будет определен из уравнения

$$Z = \sqrt{(h_e + Z'_k)^2 + (h_e + Z_0)^2 - h_e^2 - h_e}, \quad (\text{II, 41})$$

где Z'_k — подъем уровня грунтовых вод под влиянием подпора в канале;

Z_0 — то же, под влиянием инфильтрации;

h_e — глубина воды до подпора.

Для расчета Z необходимо выполнить два подсчета на одно и то же время величин Z_k и Z_0 , как это было рассмотрено выше по формулам (II, 24) и (II, 33).

В соответствии с уравнением (II, 41) для полуограниченного потока при одновременном подпоре в канале и инфильтрации (орошении) на участке $l_2 - l_1$ повышение уровня грунтовых вод будет:

$$Z = \sqrt{H^2 - 2 \frac{\omega}{k} atS + (h_2^2 - h_1^2)[1 - \Phi(\lambda)]} - h_e, \quad (\text{II, 42})$$

где h_1 — глубина воды до водоупора на урезе канала до подпора;

h_2 — то же, после подпора;

H — глубина воды при $t \rightarrow \infty$, устанавливающаяся под действием инфильтрации, определяется по формулам (II, 35) — (II, 37), функция S — по формуле (II, 38);

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$$

Для того же полуограниченного потока при установившемся движении ($t \rightarrow \infty$) результат совместного влияния подпора в канале и инфильтрации выразится такой зависимостью:

$$h = \sqrt{H^2 + h_2^2 - h_1^2}, \quad (\text{II, 43})$$

где H , как и ранее, находится по формулам (II, 35) — (II, 37).

Последнее уравнение справедливо и для установившегося движения в случае потока ограниченной длины при постоянном расходе на удаленной границе.

§ 9. Расчет времени предельного подъема уровня грунтовых вод

Н. Н. Веригин решает вопрос о времени относительной стабилизации потока грунтовых вод вблизи водохранилищ и каналов следующим образом.

При всех $\lambda < 0,1$ функция $G(\lambda) \approx \frac{2}{\sqrt{\pi}} \lambda(1+\lambda^2) \approx \frac{2}{\sqrt{\pi}} \lambda$ и тогда функция $S=0$, т. е., как это видно из уравнения (II, 33):

$$Z_0 = H - h_{e.x}. \quad (\text{II}, 44)$$

Иначе говоря, подъем уровня будет равен своему предельному значению. Следовательно, относительная стабилизация потока вблизи канала (участок ab) и на орошаемой территории (участок bc) будет иметь место при $\lambda_3=0,1$, что дает основание написать:

$$0,1 = \frac{x+l_2}{2\sqrt{at}}$$

или для $x=l_2$

$$t = 100 \frac{l_2^2}{a} = 100 \frac{\mu l_2^2}{k h_1}. \quad (\text{II}, 45)$$

Так, например, при $h_1=100$ м, $k=3$ м/сутки, $l_2=1000$ м, $\mu=0,1$.
 $t=100 \cdot \frac{0,1 \cdot 10^6}{3 \cdot 10^2} = 33\ 333$ суток ≈ 91 год.

§ 10. Расчет колебаний уровня грунтовых вод при поливах

Стационарные наблюдения над режимом грунтовых вод показывают, что при каждом поливе уровень воды интенсивно поднимается. Подъем уровня при тяжелом механическом составе грунтов в течение короткого промежутка времени полива оказывается очень большим (до 1 м и более) и происходит под влиянием инфильтрации поливных вод и в известной мере под воздействием подземного стока, который может увеличиваться или уменьшаться в зависимости от распределения поливных вод на орошаемом массиве и в окружающих его областях (рис. 12).

1. Подъем уровня грунтовых вод при поливе

В предыдущих § 7 и 8 были приведены решения, позволяющие определять повышение уровня грунтовых вод при поливах («местной усиленной инфильтрации») в условиях грунтового потока, ограниченного с одной стороны водоемом или водотоком (канал, река).

Здесь будет рассмотрена задача такого же типа, но только для случая, когда водоем или водоток отсутствует, т. е. в условиях неограниченного по длине потока. При этом принимается, что полив производится в виде полосы. Полив вызывает инфильтрационное питание потока с интенсивностью w .

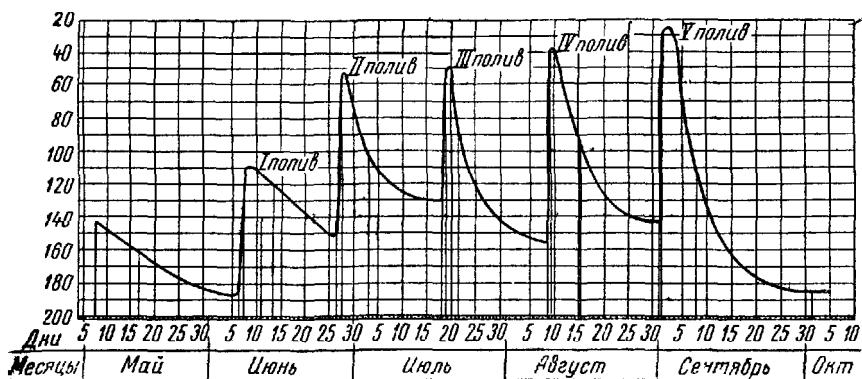


Рис. 12. Динамика уровня грунтовых вод в скважине на орошаемом участке (по М. М. Крылову)

Н. Н. Веригин решил эту задачу методом, основанным на теории «теплового удара».

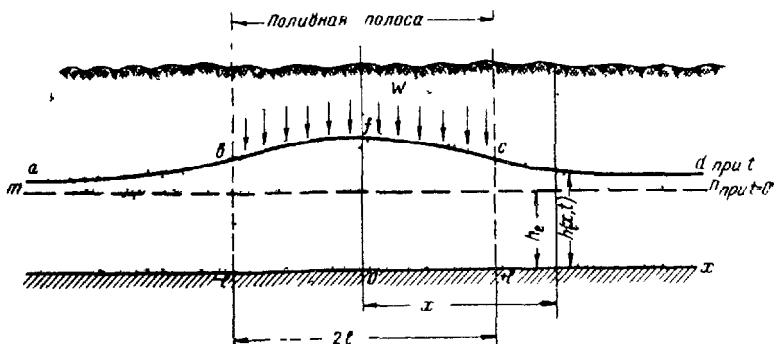


Рис. 13. Схема образования бугра грунтовых вод при полосообразном поливе
 $abcd$ —кривая депрессии на момент времени t , mn —зеркало грунтовых вод до полива, $t=0$

Приведем окончательные формулы из этого решения, позволяющие определять глубину воды до водоупора (мощность потока) h в любой точке потока на различном расстоянии от оси поливной полосы x в каждый момент времени t (рис. 13).

Эти формулы имеют следующий вид:

1) для участка $ab (-\infty < x < -l)$:

$$h = \sqrt{h_e^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{w}{k} l^2 \left[4 \frac{x}{l} + S(x, t) \right]}; \quad (\text{II, 46})$$

2) для участка $bc (-l < x < +l)$:

$$h = \sqrt{h_e^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{w}{k} l^2 \left[\bar{S}(x, t) - 2 \left(1 + \frac{x^2}{l^2} \right) \right]}; \quad (\text{II, 47})$$

3) для участка $cd (+l < x < +\infty)$:

$$h = \sqrt{h_e^2 + \frac{1}{2} \cdot \frac{w}{k} l^2 \left[\bar{S}(x, t) - 4 \frac{x}{l} \right]}; \quad (\text{II, 48})$$

В этих формулах:

$$\bar{S}(x, t) = \left(\frac{x}{l} + 1 \right)^2 F(\lambda_1) - \left(\frac{x}{l} - 1 \right)^2 F(\lambda_2). \quad (\text{II, 49})$$

Функция $F(\lambda)$ при λ_1 и λ_2 выражается следующим образом:

$$F(\lambda) = \left(1 + \frac{1}{2\lambda^2} \right) \Phi(\lambda) + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{1}{\lambda} e^{-\lambda^2}, \quad (\text{II, 50})$$

где $\Phi(\lambda)$ — интеграл вероятности (см. график на рис. 8 и табл. 1):

$$\lambda_1 = \frac{x+l}{2\sqrt{at}}; \quad (\text{II, 51})$$

$$\lambda_2 = \frac{x-l}{2\sqrt{at}}. \quad (\text{II, 52})$$

Сравнивая формулу (II, 50) с формулой (II, 40), данной для случая полуограниченного потока, легко видеть, что $F(\lambda) = \frac{G(\lambda)}{\lambda^2}$.

Для определения функции $F(\lambda)$ приводится табл. 3.

Если естественный уровень грунтовых вод (до полива) имеет незначительный уклон, то вместо переменной глубины (мощности) потока $h_e(x)$ в формулы (II, 46) — (II, 48) подставляется постоянная мощность H_1 , отвечающая предполивному периоду.

При недостаточном количестве скважин, по которым определяется исходная мощность потока h_e , производят расчет кривой депрессии по формулам (II, 2) и (II, 3) с использованием глубины потока в двух имеющихся скважинах, находящихся в створе по движению вод.

Расчет по формулам (II, 46) — (II, 48) начинают с вычисления λ_1, λ_2 по формулам (II, 51) и (II, 52). Для этого вначале находят $a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$, определяя h_{cp} как среднеарифметическое первоначаль-

Таблица значений функции $F(\lambda)$

λ	$F(\lambda)$	λ	$F(\lambda)$	λ	$F(\lambda)$
0	∞	0,19	6,01	0,70	1,86
0,005	225				
0,01	113	0,20	5,72	0,80	1,69
0,015	74,7	0,21	5,45	0,90	1,57
0,002	56,5	0,22	5,21	1,0	1,47
0,025	45,1	0,23	4,99	1,10	1,40
0,030	37,6	0,24	4,84	1,20	1,34
0,035	32,3	0,25	4,61	1,20	1,29
0,04	28,2	0,26	4,44	1,40	1,25
0,045	25,1	0,27	4,28	1,50	1,22
0,05	22,6	0,28	4,13	2,0	1,12
0,06	18,5	0,29	4,00	3,0	1,06
0,07	16,1	0,30	3,87	5,0	1,02
0,08	14,1	0,32	3,65	∞	1,0
0,09	12,6	0,34	3,45		
0,10	11,3	0,36	3,27		
0,11	10,3	0,38	3,11		
0,12	9,44	0,40	2,97		
0,13	8,73	0,42	2,85		
0,14	8,11	0,44	2,72		
0,15	7,58	0,46	2,62		
0,16	7,11	0,48	2,53		
0,17	6,70	0,50	2,44		
0,18	6,34	0,60	2,10		

ной $h_e(x)$ и расчетной $h(x, t)$ мощности. Как видно из этого, для определения h_{cp} вначале задаются величиной $h(x, t)$. Затем находят h_{cp} , а и по формулам (II, 46) — (II, 48) величину $h(x, t)$ в первом приближении.

Это позволяет уточнить h_{cp} и затем повторить все последующие вычисления λ_1 , λ_2 и $h(x, t)$ во втором приближении (см. § 6).

При вычислении $F(\lambda)$, а затем $\bar{S}(x, t)$ по заданным величинам k , h_{cp} , μ , t , x , l , после вспомогательного расчета a , λ_1 , λ_2 применяют указанную выше таблицу функций $F(\lambda)$.

Размер инфильтрации до зеркала грунтовых вод w также должен быть известным для данного полива и данной глубины залегания исходного уровня грунтовых вод.

Рассмотренный метод расчета повышения уровня грунтовых вод во времени для различных расстояний от оси поливной полосы может с успехом применяться на поливных участках при проектировании оросительных систем.

После прекращения поливов начинается растекание грунтовых вод в стороны от участка (от бугра зеркала) и испарение этих вод, которые приводят к понижению уровня.

2. Понижение уровня грунтовых вод в межполивной период

П. Я. Полубариновой-Кочиной [1951] рассмотрен процесс растекания грунтовых вод после прекращения полива в одном случае без учета испарения с уровня воды, в другом — с учетом испарения. Для решения вопроса о скорости растекания грунтовых вод в отсутствие испарения ею принята в качестве начальной прямоугольная форма бугра грунтовых вод (рис. 14). При этом средней части поливного участка отвечает возвышенное положение уровня воды, периферийной — пониженное

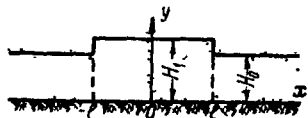


Рис. 14 Схематическое изображение бугра грунтовых вод

Окончательное расчетное уравнение представлено так:

$$H(x, t) = H_0 + \frac{H_1 - H_0}{2} \left[\Phi \left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}} \right) + \Phi \left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}} \right) \right], \quad (\text{II}, 53)$$

где

$H(x, t)$ — искомое значение уровня в сечении x для времени t после начала растекания (или после окончания полива);

H_0 — первоначальный уровень, в конце полива, для периферийной части бугра, прилегающей к поливной полосе (рис. 14);

H_1 — начальный уровень (на тот же момент времени) в центральной части бугра грунтовых вод;

$\Phi \left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}} \right); \Phi \left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}} \right)$ — интегралы вероятности при значении верхнего предела его $\frac{l-x}{2\sqrt{at}}$ и $\frac{l+x}{2\sqrt{at}}$, находящиеся по графику, представленному на рис. 8

Последовательность расчета ординат кривой депрессии на заданный момент времени ясна из самой формулы (II, 53)

Вначале находят значения аргумента $\frac{l-x}{2\sqrt{at}}, \frac{l+x}{2\sqrt{at}}$, затем соответствующие значения функции Φ .

На рис. 15 представлены графики зависимости высот грунтовых вод от времени t , которые весьма сходны по формам кривых с графиками наблюдавшихся колебаний уровня (см рис 12). Особенно это относится к кривым при $x=0$

Второй случай расчета понижения уровня грунтовых вод после полива П. Я. Полубаринова-Кочина рассматривает с учетом растекания и испарения этих вод (совместно с расходом их на транспирацию)

Для учета испарения предварительно исследуется количественная связь его с глубиной до воды, например, по экспериментальным данным наблюдений в лизиметрах или по данным расчета этого элемента баланса методом конечных разностей, исходя из наблюдавшихся колебаний уровня.

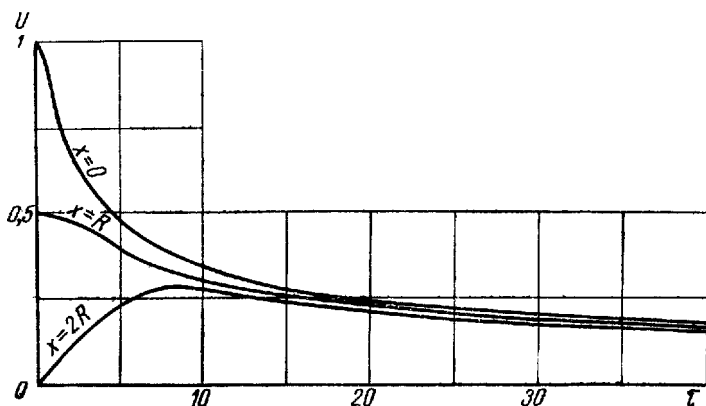


Рис. 15. График функции $U(\tau, x)$ для случая растекания бугра грунтовых вод

Принимая зависимость испарения грунтовых вод от глубины до воды, близкой и линейной, можно написать эту зависимость в виде:

$$c = \beta - \alpha y,$$

где y — ордината, отсчитываемая вниз от поверхности земли (рис. 16.);

α, β — параметры прямой;

c — испарение.

Полагая $y + H = m$, будем иметь:

$$c = \alpha H + \beta - \alpha m.$$

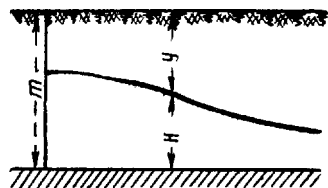


Рис. 16. Схема обозначений глубины до воды (y) и мощности потока грунтовых вод (H)

С учетом положительной инфильтрации ϵ и отрицательной c , составляющих питание грунтовых вод, будет действительно:

$$\frac{w}{\mu} = -\frac{c}{\mu} + \frac{\epsilon}{\mu} = -b^2(H - H^*) + \frac{\epsilon}{\mu}; \quad b^2 = \frac{\alpha}{\mu}; \quad H^* = m - \frac{\beta}{\alpha}.$$

При этих обозначениях основное дифференциальное уравнение неустановившегося движения будет иметь вид:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - b^2 (H - H^*) + \frac{\epsilon}{\mu}. \quad (\text{II}, 54)$$

Решая это уравнение применительно к случаю растекания бугра грунтовых вод, начальная форма которого представлена на рис. 14, причем ϵ (инфильтрация) равна нулю, получаем:

$$H(x, t) = H^* + e^{-b^2 t} \left\{ H_0 - H^* + \frac{H_1 - H_0}{2} \left[\Phi \left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}} \right) + \Phi \left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}} \right) \right] \right\}. \quad (\text{II}, 55)$$

Как уже указывалось выше, для расчетного прогноза понижения уровня в межполивной период при наличии испарения требуется вначале найти параметры α, β прямолинейной зависимости испарения грунтовых вод от глубины до воды. Это можно сделать, если имеется ряд наблюдений над этим элементом баланса для разных глубин до воды.

Определив на основании этого b^2 и H^* и зная первоначальную (в конце полива) мощность потока $h_{\text{ср}}$, уровни его H_0, H_1 в начальный момент, а также μ для любого расстояния на момент времени t , легко при помощи уравнения (II, 55) вычислить ожидаемый уровень $H(x, t)$.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОСНОВЕ СОСТАВЛЕНИЯ ОБЩЕГО ВОДНОГО БАЛАНСА

При наличии систематических наблюдений за режимом грунтовых и поверхностных вод, а также за другими элементами, прогноз изменения уровней может быть выполнен на основе составления водного баланса для проектных условий. Для этого необходимо знать изменения тех элементов водного баланса, которые получают новые значения в связи с изменением режима водопользования или освоением новых земель под орошение. Получаемое в результате этого прогноза изменение уровня грунтовых вод ΔH является осредненным для всего балансового района. Так, например, для применения приведенного в главе I уравнения (I, 3) необходимо знать:

а) N — количество выпадаемых осадков за определенное время, например месяц;

б) V — суммарное испарение с дневной поверхности, включая испарение с открытых водоемов, водотоков и транспирацию растений;

в) Z_{κ} — конденсацию водяных паров;

г) $Y_{\text{п}}$ — количество оросительной воды, которая будет подаваться на орошение полей за вычетом сброса;

д) Q_1, Q_2 — приток и отток грунтовых вод из водоносных толщ данного массива;

е) f_{κ} — потери воды на фильтрацию из водотоков и водоемов (межхозяйственной сети);

ж) $Y_{\text{в}}$ — выклинивание грунтовых вод, если оно имеет место;

з) D_1 — изменение запасов влаги на дневной поверхности;

и) D_2 — изменение запаса влаги в зоне аэрации (от дневной поверхности до капиллярной каймы при наивысшем уровне);

к) μ — водоотдачу водоносных грунтов.

После подстановки в уравнение (I, 3) числовых значений отдельных составляющих баланса по разности находят изменение запасов грунтовых вод за данный промежуток Δt времени. Зная водоотдачу или недостаток насыщения пород μ , определяют возможное изменение уровня ΔH .

Для данного земельного массива площадью ω при изучении водного баланса величина ΔH определяется по формуле М. М. Крылова [1939].

$$\Delta H = \frac{\omega_1 \Delta h_{\text{ср}_1} + \omega_2 \Delta h_{\text{ср}_2} + \dots + \omega_n \Delta h_{\text{ср}_n}}{\omega}, \quad (\text{II}, 56)$$

где $\omega = \omega_1 + \omega_2 + \dots + \omega_n$ — сумма площадей отдельных участков с однообразным характером рельефа зеркала грунтовых вод, для которых характерны различные изменения уровня $\Delta h_{\text{ср}_1}$; $\Delta h_{\text{ср}_2}$; \dots $\Delta h_{\text{ср}_n}$.

Указанный автор в целях прогноза средневзвешенных уровней грунтовых вод применял уравнение баланса грунтовых вод, написанное с несколько иными обозначениями в виде:

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} = N_f + \frac{f_n + f_k - Y_b}{10\omega} + \frac{Q_1 - Q_2}{10\omega} - u + Z_k^1, \quad (\text{II}, 57)$$

где N_f — просочившаяся до грунтовых вод часть атмосферных осадков в мм/сутки;

u — суммарное испарение грунтовых вод в мм/сутки;

Z_k^1 — питание грунтовых вод за счет конденсации в мм/сутки;

f_n — то же, за счет поливных вод в мм/сутки

В отличие от уравнения (I, 3) по этому уравнению прогноз уровней составляется при наличии данных об инфильтрационном питании грунтовых вод за счет осадков N_f , поливных вод f_n и потерь воды на инфильтрацию из водотоков и водоемов f_k , а также при наличии данных об испарении этих вод u и конденсации на их поверхности Z_k^1 . Кроме того, должны быть известны по-прежнему Y_b , Q_1 , Q_2 , ω .

Таким образом, величина питания грунтовых вод представляется по этому автору в следующем виде:

$$\omega = N_f + Z_k^1 - u + \frac{f_n + f_k}{10\omega}. \quad (\text{II}, 58)$$

Столь детальная характеристика величины питания predetermined применением экспериментальных методов изучения со-

ставных частей этого питания, о которых упоминалось в § 2 главы I.

Если учесть обстоятельство, что экспериментальное определение всех элементов водного баланса, в частности таких, как испарение грунтовых вод совместно с расходом их на транспирацию u , инфильтрация оросительных вод f_n и осадков N_f , требует большого количества лизиметрических установок с заглублением их под минимальный уровень грунтовых вод и при различном положении последних с сохранением естественной структуры загруженных в них грунтов, то станут очевидными трудности, возникающие при пользовании данным методом.

В связи с этим М. М. Крылов, А. Ф. Сляднев [1941] и другие исследователи часто допускают осредненное по площади значение указанных элементов баланса, полученных на единичных экспериментальных установках (лизиметрах, испарителях), а также принимают равенство притока и оттока грунтовых вод.

Если эти допущения более или менее приемлемы для оценки существующего баланса грунтовых вод, то при прогнозе динамики уровня воды на всем земельном массиве они вносят недопустимые условности. Особенно это касается разности $Q_1 - Q_2$.

Прогноз уровней по данному методу сводится к подстановке в уравнение (I, 3) или (II, 57) новых значений тех элементов, которые изменяются в связи с новым водопользованием, и решению этих уравнений относительно ΔH . Так, например, чаще всего изменяется величина водоподачи Y_n или инфильтрации оросительных вод f_n , а также потери воды на фильтрацию из каналов и оросителей f_k , которые стремятся как можно больше сократить при помощи гидротехнических мероприятий.

Остальные элементы водного баланса, полученные при исследовании орошаемых массивов, в большинстве случаев остаются без изменения. Прогноз величины ΔH вычисляется за каждый месяц в отдельности. Поэтому в таблицах помесечно выписываются значения указанных элементов баланса и подсчитывается их алгебраическая сумма, отвечающая изменению запасов грунтовых вод $\mu \Delta H$ за месяц и год. На основании последнего и данных о водоотдаче μ вычисляют ΔH .

Метод общего водного баланса безусловно заслуживает большого внимания при общей оценке роли отдельных элементов баланса для целых ирригационных районов и служит базой для разработки основных мероприятий по борьбе с вредными явлениями орошения — потерями воды на фильтрацию из оросительной сети, переполивом, вторичным засолением, заболачиванием почв и т. д.

УПРОЩЕННЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД НА МАССИВАХ ОРОШЕНИЯ

Этот метод предлагается автором для ориентировочных прогнозов. Сущность его заключается в применении обобщенного

уравнения баланса грунтовых вод к расчету изменения уровня за тот или иной период времени Δt для конкретной орошаемой площади. Для этого должны быть предварительно определены: осредненная величина питания грунтовых вод w и разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega}$ (отрицательный «местный» подземный сток) для заданных водохозяйственных условий. Все величины выражаются в миллиметрах слоя воды.

В зависимости от приемов определения питания грунтовых вод и местного подземного стока можно применить два способа прогноза изменения уровней: способ, основанный на зависимостях между отдельными элементами баланса грунтовых вод, и способ аналогий.

Первый из этих способов применим для региональной оценки среднего изменения уровня грунтовых вод, происходящего в том или ином районе в связи с изменением водоподачи на орошение, введением нового коэффициента земельного использования и т. д. Второй способ рассматривается применительно к задаче прогноза уровней на вновь осваиваемых землях, где до орошения уровень грунтовых вод находится на большой глубине.

§ 11. Использование зависимостей между элементами баланса грунтовых вод

При анализе режима грунтовых вод получаем осредненные для укрупненных балансовых районов (между серединами интервалов смежных скважин, расположенных на поперечниках) величины питания грунтовых вод w за отдельные промежутки времени. Сопоставляя это питание за каждый месяц календарного года с соответствующей подачей воды на единицу валовой площади в пределах расчетного створа и с атмосферными осадками, часто убеждаемся в существовании закономерной связи питания с водоподачей, КЗИ и глубиной до уровня воды. А так как водоподача на единицу валовой площади определяется нормой полива, КЗИ и сроками проведения поливов, то оказывается возможным для заданных проектом водохозяйственных характеристик и посредством упомянутых зависимостей (хотя бы графиков связи) найти предстоящее питание грунтовых вод.

Разность между притоком и оттоком грунтовых вод $(\frac{Q_1 - Q_2}{\omega})$ для тех же расчетных элементов потока обычно находится в тесной связи с величиной питания w , взятой за соответствующий период времени для данного района. Эта связь весьма устойчива для крупных районов. Мы определяем ее для существующего режима орошения и используем в целях прогноза уровней грунтовых вод для заданных водохозяйственных условий. При этом имеется в виду, что коренного (например, вызванного большим подпором от каналов или водохранилищ) изменения режима грунтовых вод не происходит.

Поэтому данный способ прогноза можно считать приемлемым для условий уже освоенных орошаемых земель при изменении на них режима водоподачи (норм и сроков полива).

Для расчета осредненного по району изменения уровня грунтовых по указанным данным, полученным путем наблюдений в ряде скважин, расположенных вдоль по потоку, может служить формула, вытекающая из обобщенного уравнения баланса грунтовых вод:

$$\Delta H = \left(\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} + w \right) \frac{\Delta t}{\mu}, \quad (\text{II, 59})$$

где ΔH — осредненное изменение уровня за промежуток времени Δt (например, за период I — IV месяцы) для района расположения ранее принимавшейся при расчете w , средней на расчетном створе скважины;

w — осредненное для того же периода питание грунтовых вод с учетом проектного гидромодуля, КЗИ и режима орошения на площади указанного района, снимаемое с графиков связи w с перечисленными факторами и глубиной до воды;

$\frac{Q_1 - Q_2}{\omega}$ — разность между притоком и оттоком грунтовых вод,

отнесенная к единице той же площади за соответствующий промежуток времени Δt , получаемая по графику связи этой величины с w ;

Δt — расчетный промежуток времени;

μ — недостаток насыщения или водоотдача грунтов.

Для применения указанного метода необходимо выполнить следующее.

1. Расчет инфильтрационного питания, испарения грунтовых вод вдоль створов наблюдательных скважин, расположенных по потоку грунтовых вод, в данном орошаемом оазисе, а также сопоставление этих элементов баланса с водоподачей и осадками на единицу площади.

2. Подсчет баланса грунтовых вод для балансовых элементов потока на каждом створе за годовой цикл.

3. Сопоставление величин притока за вычетом оттока $\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t$ за каждый промежуток времени Δt (например месяц) с величиной питания грунтовых вод сверху ($w \Delta t$).

4. Предварительное составление карты среднегодовых единичных расходов (на ширину 1 м) грунтового потока и сопоставление изолиний этих расходов с картой гидроизогипс.

При этом области, в которых расход потока увеличивается по пути движения, могут быть отнесены к областям формирования местного подземного стока (инфильтрация воды превышает испарение грунтовых вод). Для них на соответствующих графиках можно заметить увеличение разности между притоком и от-

током грунтовых вод ($\frac{\Delta Q}{\omega}$) по мере роста инфильтрационного питания (например, для центральных частей субэральных дельт, наиболее интенсивно подвергающихся орошению) или, наоборот, уменьшение $\frac{\Delta Q}{\omega}$ с увеличением ω для ограниченных по площади (несколько гектаров) участков формирования местного стока, граничащих с перелогам и солончаками.

Области, где единичный расход грунтового потока по пути движения практически не изменяется или даже уменьшается, относятся соответственно к областям транзита (инфильтрация до грунтовых вод примерно уравнивается испарением их) или рассеивания стока. В последнем случае процессы испарения преобладают над процессами инфильтрации. Этим областям свойственны обратные зависимости между $\frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ и $\omega \Delta t$.

Инфильтрационное питание грунтовых вод ω , принимаемое в расчет, как указано выше, предварительно увязывается с проектными данными по орошению. В частности, для каждого промежутка времени Δt по ранее установленным (при анализе баланса грунтовых вод) зависимостям $\omega \Delta t$ от водоподачи, КЗИ и глубин до воды снимаются значения $\omega \Delta t$ для проектных КЗИ и водоподачи с учетом фактической глубины стояния грунтовых вод на том или ином массиве

При изменении гидромодуля орошения удобно воспользоваться зависимостями между коэффициентом питания грунтовых вод ($\nu = \frac{\Sigma \omega \Delta t}{\Sigma (Y_n + N) \Delta t}$) и КЗИ для разных глубин до воды при подсчете питания для заданной водоподачи Y_n и осадков N .

Вегетационный период (V—IX месяцы), например, может характеризоваться отрицательной величиной питания ($-\omega$), указывающей на преобладание испарения грунтовых вод над инфильтрацией.

Так как исходные зависимости $\frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ от $\omega \Delta t$ составляются по данным предварительных балансовых расчетов, выполненных для определенных элементов потока, то и получаемые изменения уровня ΔH при расчетном прогнозе нами считаются как осредненные для площадей, примерно равных указанным элементам потока вдоль соответствующих расчетных створов.

При выполнении таким путем тщательной подготовки исходных данных к прогнозу сам расчет уровней не составляет никакого труда ввиду простоты уравнения (II, 59).

Следует заметить, что этот расчет возможен для любых участков различно орошаемого района, для которого предварительно проанализирована связь между указанными элементами баланса.

В дальнейшем нами рассматривается пример расчетного прогноза уровней грунтовых вод для отдельных промежутков времени года продолжительностью от 92 до 152 суток.

§ 12. Способ аналогий

В целях составления ориентировочных многолетних прогнозов изменения уровней на вновь осваиваемых массивах с большой глубиной до воды можно применить метод аналогии.

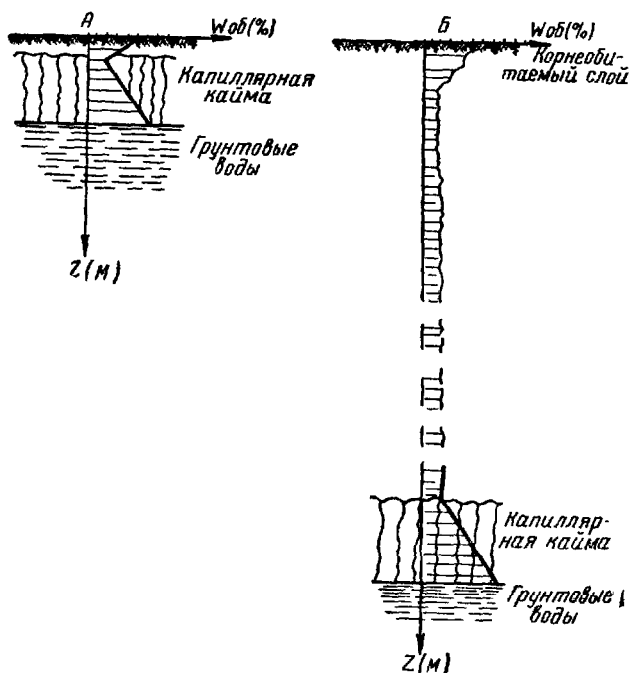


Рис. 17. Схема распределения влажности по почво-грунтам по глубине для орошаемого (А) и намеченного к орошению (Б) участков

При этом в качестве аналога или сходного (по геолого-литологическим, общим гидрогеологическим и климатическим условиям) с новым массивом выбирается один из орошаемых участков, для которого имеются данные по балансу грунтовых вод.

Необходимо в качестве аналога выбрать такой участок, на котором глубина до воды в результате орошения небольшая и капиллярная кайма грунтовых вод приближена к дневной поверхности (или точнее — к подошве корнеобитаемого слоя) (рис. 17).

По выбранному участку-аналогу устанавливаются следующие показатели:

а) инфильтрация оросительных вод и осадков, достигающих грунтовые воды, в относительных величинах (в % от водоподачи и осадков);

б) годовая сумма испарения грунтовых вод при известной глубине до воды;

в) годовая величина подземного оттока за вычетом притока;

г) водоотдача водоносных пород;

д) продолжительность орошения на участке и время установления наблюдаемых глубин до воды.

На вновь осваиваемом массиве устанавливаются: глубина до воды, разность между притоком и оттоком грунтовых вод, предельная полевая или наименьшая влагоемкость и естественная влажность грунтов зоны аэрации. Кроме указанного, надо знать проектную водоподачу на орошение.

Для выполнения ориентировочного прогноза принимаются следующие допущения:

а) величина инфильтрации поливных вод и осадков, достигающих грунтовые воды, полученная при изучении водного баланса участка-аналога, ввиду неглубокого положения там зеркала воды принимается равной просачиванию этих вод через нижнюю поверхность корнеобитаемого слоя;

б) на вновь осваиваемом массиве с оросительными нормами, близкими к тем же нормам участка-аналога, инфильтрация поливных вод и осадков через корнеобитаемый слой происходит в тех же относительных размерах по отношению к водоподаче и осадкам, что и на указанном участке;

в) в первые годы освоения под орошение нового массива, где глубина до воды более 10—15 м, инфильтрационная вода расходуется на пополнение естественных влагозапасов зоны аэрации, причем влажность почво-грунтов повышается до предельной полевой влагоемкости, которая не зависит от глубины промачивания;

г) после достижения влажности грунтов их предельной полевой влагоемкости начинается сброс инфильтрационных вод и грунтовой поток¹;

д) испарение грунтовых вод возникает при достижении последними 4,5 м глубины от дневной поверхности. В интервале до глубин 5 м, наблюдавшихся на участке-аналоге, величина этого элемента баланса изменяется примерно по закону гиперболы (рис. 18) — от известной величины по участку-аналогу до нуля;

е) отток грунтовых вод за вычетом притока принимается переменным в течение ряда лет. Его изменение происходит по закону прямой линии, начиная от величин, наблюдавшихся до орошения на данном массиве и кончая значением его, соответствующим участку-аналогу.

¹ Некоторые исследователи считают, что сброс инфильтрационных вод начинается при достижении влажности, равной 0,8 предельной полевой влагоемкости

Для построения графика зависимости испарения от глубины до воды (рис. 18) используют две величины испарения грунтовых вод на участке-аналоге при известных глубинах до воды и равенство этого испарения нулю при глубине 5 м.

По трем точкам проводят ветвь гиперболы.

Прогноз уровней рассчитывается при помощи уравнения (II, 59).

Расчет годового изменения уровня воды ΔH , которое принимается средневзвешенным по площади, производится в следующем порядке.

1. Естественный запас влаги в зоне аэрации определяется путем умножения естественной влажности (объемной n_w) на мощность каждого слоя ($h_{гр}$) и затем путем суммирования этих произведений для всей зоны: $\Sigma n_w h_{гр}$.

2. Вычисляется предельный влагозапас этой зоны (влагоудерживающая способность), исходя из предельной полевой влагоемкости каждого слоя зоны $W_{пв}$ и соответствующей мощности $h_{гр}$: $\Sigma W_{пв} h_{гр}$.

3. По разности этих величин находят «резервную влагоемкость»¹ зоны аэрации $\Sigma (W_{пв} - n_w) h_{гр}$, до насыщения которой будет отсутствовать сброс инфильтрационных вод в грунтовый поток и повышение его уровней.

4. Составляется расчетная таблица, в которой заполняются следующие графы: 1—год, 2—водоподача на орошение в мм, 3—инфильтрация поливной воды через нижнюю поверхность корнеобитаемого слоя в мм, вычисляемая по данным графы 2 и относительного значения этого просачивания по отношению к водоподаче (в %), взятого с участка-аналога; 4—инфильтрация осад-

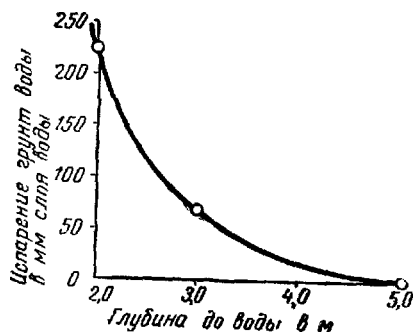


Рис. 18. Схематический график зависимости испарения грунтовых вод от глубины до воды

ков в мм по данным о среднееголетнем количестве их и относительной величине этого просачивания, взятой по тому же участку; 5—сумма граф 3 и 4, выражающая общее поступление инфильтрационных вод за год в зону аэрации ниже корнеобитаемого слоя ($\Sigma w_a \Delta t$); 6—величина испарения грунтовых вод

¹ «Резервной влагоемкостью» мы называем разность между предельной полевой влагоемкостью и естественной влажностью, выраженную для данной зоны слоем воды, который может быть поглощен грунтом и удерживаться им в практически неподвижном подвешенном состоянии.

Для подсчета запасов влаги и дефицита до предельной полевой влагоемкости лучше воспользоваться послойными значениями этих величин, исходя из послойного (или по интервалам глубин) изучения влажности и объемных весов скелета грунта

($\Sigma \Delta \theta$), полученная по графику связи этой величины с глубиной до воды; 7—резервная влагоемкость зоны аэрации в начале года, определяемая, как указано в пункте 3; 8—резервная влагоемкость в конце года, полученная по данным графы 7, за вычетом общего поступления инфильтрационной воды в зону аэрации ниже корнеобитаемого слоя (графа 5); 9—питание грунтовых вод $\Sigma w \Delta t$, получающееся по разности между графой 5 (общего поступления инфильтрационных вод) и графой 8 (резервная влагоемкость в конце предшествующего года), а если имеется испарение грунтовых вод (графа 6), то за вычетом этого; 10—разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\Sigma \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t$, взятая по графику изменения этой величины во времени; 11—изменение запасов грунтовых вод за год $\Sigma \mu \Delta H$, полученное путем сложения графы 9 ($\Sigma w \Delta t$) и графы 10 ($\Sigma \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t$); 12—изменение уровня грунтовых вод за год $\Sigma \Delta H$, полученное путем деления данных графы 11 на величину водоотдачи μ ; 13 — глубина до воды от поверхности земли.

Так, например, если разница между средними величинами полевой влагоемкости и естественной влажности для суглинистой толщи зоны аэрации составляет 2,7% (объемных), то резервная влагоемкость в начале первого года орошения при мощности указанной зоны 20 м составит 540 мм слоя воды.

При водоподаче 465 мм/год и относительной величине инфильтрации поливных вод 21% абсолютная величина последней составит 97,5 мм. К этому количеству просочившейся воды надо прибавить инфильтрацию осадков. При среднемноголетней величине их 290 мм и относительной инфильтрации 15%, что установлено по данным балансовых расчетов на участке-аналоге, общее поступление инфильтрационных вод выразится величиною 141,5 мм.

Так как резервная влагоемкость больше этого количества воды, идущей на насыщение зоны аэрации, то к концу года резервная влагоемкость останется в размере 540—141,5=398,5 мм.

Если до орошения приток грунтовых вод был равен оттоку их, т. е. $Q_1 = Q_2$, то изменений в запасах грунтовых вод к концу первого года не будет и уровень воды останется без изменений, т. е. $\Delta H = 0$.

В приводимом ниже дальнейшем решении этой задачи о прогнозе на одном орошаемом массиве показано, что изменение уровней может наступить при мощной зоне аэрации лишь на 2-й и 3-й год орошения, причем преимущественно только за счет изменения условий подземного стока. Влияние же инфильтрации поливных вод при первоначальной мощности зоны аэрации в 20 м может быть лишь на 4-й год, когда вся резервная влагоемкость исчерпается, и только на 5-й год начинается сброс гравитационных вод в грунтовый поток.

Испарение грунтовых вод на том же участке наступает лишь при достижении уровней воды глубины в 4—5 м. После этого расходные элементы баланса грунтовых вод резко возрастают, и результирующее годовое питание грунтовых вод начинает уменьшаться, задерживая рост их уровней. Последние устанавливаются на постоянной высоте при равенстве нулю результирующей баланса грунтовых вод.

§ 13. Метод корреляционных зависимостей

В освоенных ирригационных районах изменение уровня грунтовых вод в большинстве случаев зависит от водоподачи на орошение, дефицита влажности воздуха, выпадения атмосферных осадков, интенсивности транспирации сельскохозяйственными культурами. Если первый из этих факторов отражает потери поливных вод и потери из оросительной сети на фильтрацию до грунтового потока (приходный элемент баланса), то второй (дефицит влажности воздуха) — интенсивность суммарного испарения с дневной поверхности (расходный элемент водного баланса).

До существенного изменения режима грунтовых вод, которое может наступить, например, при устройстве водохранилищ, крупных каналов, создающих часто подпор грунтовых вод, или дренаже подземных вод, рассчитанного на существенное понижение последних, прогноз уровней грунтовых вод возможен на основе тесных корреляционных зависимостей между этим уровнем и вышеупомянутыми факторами, изменяющимися периодически.

До нахождения корреляционных зависимостей, как указывает М. Е. Альтовский [1954], надлежит проанализировать ход изменения уровня грунтовых вод в сравнении с ходом изменения как естественных, так и искусственных факторов и выяснить основные причины их изменения.

По М. Е. Альтовскому, «работа в области установления корреляционных зависимостей должна прежде всего начинаться с изучения самого природного процесса, с выявления общих закономерностей, характеризующих его течение в природной обстановке».

Выбор главнейших генетических факторов, которые обуславливают изменение уровней, должен быть таким, чтобы можно было заранее определить их числовое выражение, что позволит при наличии тесной корреляционной связи составлять прогноз уровней.

В условиях орошения уровень грунтовых вод по отдельным сезонам года в различной степени зависит от указанных нами факторов. Для невегетационного периода (с X по IV месяц) зеркало грунтового потока испытывает кратковременные подъемы под влиянием инфильтрации вод промывных поливов, фильтрации из распределительной и магистральной сети каналов, выпадения

няя осенне-зимних осадков. К концу этого периода возможны подъемы уровня грунтовых вод от инфильтрации вод предпосезных поливов. Вегетационный период отличается большим расходом воды на испарение и транспирацию и в общей схеме характерен понижением уровня. Однако при проведении отдельных поливов возникают кратковременные «пики» в графике колебания уровней, отражающие соответствующие подъемы зеркала воды при поливах и их более замедленный спад в межполивные сроки.

Ввиду сложности годового графика колебания уровня и сочетания большого числа действующих факторов со своими особенностями целесообразно искать корреляционные зависимости между уровнем и определяющими их факторами по отдельным периодам года: для вегетационного и невегетационного.

Учитывая опыт составления подобных зависимостей для оазисов Средней Азии по работам узбекских гидрогеологических станций (Ферганской, Бухарской, Ташкентской, Сурхан-Дарьинской, Хорезмской), можно рекомендовать исследование следующих зависимостей.

1. Для прогноза минимального среднемесячного уровня грунтовых вод (точнее, глубины до воды) в следующем году в области предгорных шлейфов, конусов выносов, включая зону выклинивания вод, при отсутствии их интенсивного орошения, — составление зависимостей указанного уровня от суммы годовых приращений величин поверхностного стока, взятых относительно среднесуточного стока рек, вытекающих из горной области. Это делается при условии, что поверхностные воды в основном питают грунтовой поток в предгорном шлейфе.

Тесные корреляционные связи между этими величинами, полученные В. А. Гейнцем, позволили этому автору составлять прогноз за несколько месяцев вперед, так как основанием к этому принимается расход воды в реке, наблюдавшийся до прошедшего года включительно

2. Для прогноза ритмичных колебаний уровня вне зоны орошения, происходящих под влиянием неравномерного притока и оттока вод подземным путем (частично за счет испарения) — составление зависимостей среднемесячного уровня последующего месяца от среднемесячного уровня предшествующего месяца. Эти зависимости, по данным того же автора, весьма тесные для периодов спада зеркала грунтовых вод. Прогноз по этим зависимостям возможен за месяц вперед.

3. Для прогноза уровней грунтовых вод непосредственно на орошаемых массивах — составление зависимостей между минимальным среднемесячным уровнем (глубиной до воды) и водоподачей на орошение за предшествующий гидрологический год.

4. Для оазисов, водоподача в которые зависит от водоносности рек, используемых на орошение, — составление зависимостей между минимальной среднемесячной глубиной до воды и средним

за вегетационный период расходом реки за предшествующий год

5. В целях прогноза максимальных среднемесячных глубин до воды на орошаемых массивах — составление зависимостей между этими глубинами и минимальной глубиной до воды предшествующего года (по Д. М. Кац).

Приведенный перечень возможных сочетаний действующих факторов с уровнем грунтовых вод является далеко не полным.

Так, можно указать на целесообразность нахождения корреляционных зависимостей между среднемесячной глубиной до воды и двумя определяющими ее факторами: месячная водоподача на орошение и дефицит влажности воздуха. Так как средней характеристикой положения грунтовых вод в том или ином районе является средняя глубина до воды, то мы рекомендуем исследовать зависимость между среднемесячной осредненной по ряду наблюдательных пунктов в этом районе глубиной до воды, месячной районной водоподачей и среднемесячным дефицитом влажности воздуха.

В последнем случае прогноз уровня грунтовых вод на орошаемых массивах возможен за месяц и более вперед, исходя из плановых размеров водоподачи и метеорологического прогноза погоды за предстоящий месяц.

Роль метода корреляции можно повысить, если расширить состав учитываемых факторов, влияющих на режим грунтовых вод, и, кроме того, исследовать взаимосвязь между режимом грунтовых вод в различных гидрогеологических условиях. Так, например, целесообразно находить корреляционные зависимости между колебанием уровня грунтовых вод в областях их усиленного питания и колебанием уровня этих же вод в зонах их транзита или выклинивания. При этом можно найти тесные связи между этими уровнями, относящимися к различным месяцам и даже годам. При наличии таких тесных связей создается возможность составления более долгосрочных прогнозов изменения уровня в областях стока по данным ранее наблюдавшимся уровням в областях питания и т. д.

Методика исследования корреляционных связей достаточно хорошо рассмотрена применительно к нашим задачам М. Е. Альтовским [1954]. Кроме того, она изложена в многочисленных работах по математической статистике, по гидрологии и климатологии.

Наиболее простые прямолинейные корреляционные зависимости представляются уравнениями регрессии:

а) для двух переменных

$$y - y_{cp} = R_{y \ x} (x - x_{cp}); \quad (\text{II}, 60)$$

б) для трех переменных

$$z - z_{cp} = a_1 (x - x_{cp}) + a_2 (y - y_{cp}), \quad (\text{II}, 61)$$

где x, y, z — исследуемые переменные;
 x_{cp}, y_{cp}, z_{cp} — их среднеарифметические значения;
 $R_{y/x}$ — коэффициент регрессии для двух переменных y, x ;
 a_1, a_2 — коэффициенты регрессии для трех переменных,
 причем:

$$\left. \begin{aligned} R_{y/x} &= r \frac{\sigma_y}{\sigma_x}; \\ a_1 &= \frac{r_{xz} - r_{yz} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_x}; \\ a_2 &= \frac{r_{yz} - r_{xz} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_y}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{II, 62})$$

где: r — коэффициент корреляции для двух переменных y, x ;

$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum (y - y_{cp})^2}{n - 1}}$ — среднее квадратичное отклонение величины y ;

n — число наблюдений над каждой парой значений x, y ;

$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (x - x_{cp})^2}{n - 1}}$ — среднее квадратичное отклонение переменной x ;

$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum (z - z_{cp})^2}{n - 1}}$ — среднее квадратичное отклонение переменной z ;

$$r = r_{xy} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}} = \frac{\sum (x - x_{cp})(y - y_{cp})}{\sqrt{\sum (x - x_{cp})^2 \sum (y - y_{cp})^2}}; \quad (\text{II, 63})$$

для переменных x, z :

$$r_{xz} = \frac{\sum (x - x_{cp})(z - z_{cp})}{\sqrt{\sum (x - x_{cp})^2 \sum (z - z_{cp})^2}}; \quad (\text{II, 64})$$

для переменных y, z :

$$r_{yz} = \frac{\sum (y - y_{cp})(z - z_{cp})}{\sqrt{\sum (y - y_{cp})^2 \sum (z - z_{cp})^2}}. \quad (\text{II, 65})$$

Вычисление коэффициента корреляции при сравнительно небольшом числе данных наблюдений над переменными производится в таблице, пример которой дан в главе IV, § 6, где рассмотрены условия орошения.

Чем выше коэффициент корреляции, тем теснее связь между двумя переменными. Величина r может изменяться от -1 до $+1$. При $r = 0$ связи нет, при $r = \pm 1$ связь становится функциональной.

Коэффициенты корреляции r_{xy} , r_{xz} , r_{yz} называются частными для соответствующих переменных xy , xz , yz . На основании их для оценки связи трех переменных вычисляется общий коэффициент корреляции R :

$$R = \sqrt{\frac{r_{xz}^2 + r_{yz}^2 - 2r_{xy}r_{yz}r_{xz}}{1 - r_{xy}^2}} \quad (\text{II, 66})$$

Вычислив по уравнению (II, 62) коэффициенты регрессии и среднеарифметические значения переменных $x_{\text{ср}}$, $y_{\text{ср}}$, $z_{\text{ср}}$, подставляют их в уравнение (II, 60) или (II, 61) в зависимости от того, между сколькими переменными исследовалась связь.

Для двух переменных определяется средняя ошибка уравнения регрессии по формуле:

$$S_y = \sigma_y \sqrt{1 - r^2} \quad (\text{II, 67})$$

и для трех переменных:

$$S_z = \sigma_z \sqrt{1 - R^2}. \quad (\text{II, 68})$$

Вычисленные по уравнениям (II, 67) и (II, 68) средние ошибки уравнения регрессии необходимо иметь в виду при окончательном расчете уровней по уравнениям регрессии (II, 60) и (II, 61).

Помимо этого, должна быть вычислена вероятная ошибка коэффициента корреляции по формулам:

$$E_z = \pm 0,674 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}} \quad \begin{array}{l} \text{для корреляции} \\ \text{двух переменных} \end{array} \quad (\text{II, 69})$$

$$E_R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}} \quad \begin{array}{l} \text{для трех} \\ \text{переменных} \end{array} \quad (\text{II, 70})$$

Предельная ошибка коэффициента корреляции близка к $\pm 4E_r$ или $\pm 4E_R$. Если $r > 4E_r$ или $R > 4E_R$, то связь между исследованными переменными можно считать хорошей. Указанием на наличие связи между переменными является положение о том, что величина $r \pm 4E_r$ или $R \pm 4E_R$ не должна иметь знак, обратный знаку вычисленного коэффициента корреляции.

При наличии большого ряда наблюдений над исследуемыми переменными пользуются способом составления корреляционных таблиц, описание которых дано в работе М. Е. Альтовского [1954] и в работах по математической статистике. Применение этого способа значительно облегчает процесс вычислений необходимых величин для определения коэффициента корреляции и коэффициентов регрессии.

В ряде случаев корреляция между исследуемыми переменными может оказаться не прямолинейной, а криволинейной. Тогда фактический график зависимости одной переменной от другой необходимо сравнить с наиболее подходящей кривой, соответствующей определенной формуле, взяв последнюю по математическому справочнику.

Выбрав подходящую кривую, ее уравнение приводят к линейному виду. Например, если связь между рассматриваемыми величинами удовлетворяет функции $y = ae^{bx}$, то после «линеаризации» ее будем иметь $\ln y = \ln a + bx$.

В дальнейшем весь порядок расчета коэффициента корреляции и уравнения регрессии остается прежним, но только не непосредственно для наблюдавшихся переменных, а для заменяющих их выражений в уравнении прямой; в нашем примере — для $\ln y$ и bx .

Нами выполнен подсчет коэффициента корреляции по данным многолетних наблюдений над режимом уровня грунтовых вод в Каменной Степи (с 1915 по 1952 гг.) продолжительностью 38 лет. Мы задались целью выяснить степень связи между среднемесячным уровнем последующего месяца y и среднемесячным уровнем предыдущего месяца x . Для этого мы выписали указанные уровни за период спада его, начинающегося обычно в мае и оканчивающегося в октябре. Применяв метод статистической обработки при помощи корреляционной таблицы, мы нашли коэффициент корреляции $r = 0,97$.

Уравнение прямой регрессии имело вид:

$$y = 0,94x - 17,32,$$

где y — среднемесячный уровень грунтовых вод последующего месяца в относительных отметках в см;

x — то же для предыдущего месяца.

Вероятная ошибка уравнения регрессии оказалась равной:

$$\Delta y = \pm 28,4 \text{ см.}$$

Так как условные отметки отсчитывались от абс. высоты 178,00 м, то при данном расчете прогноза уровней исходные уровни отсчитывались от той же высоты.

Пример 1. В июне 1925 г. среднемесячная абс. высота стояния грунтовых вод была равной 182,05 м, что соответствовало условной отметке $18\ 205 - 17\ 800 = 405 \text{ см}$. По уравнению регрессии ожидаемая средняя высота стояния грунтовых вод в июле составит: $y = 0,94 \cdot 405 - 17,32 \approx 363,7 \approx 364 \text{ см}$, или уровень грунтовых вод будет в среднем на абс. отметке $178,0 + 3,64 = 181,64 \text{ м}$.

Фактическая отметка зеркала грунтовых вод в июле 1925 г. была равна 181,59 м.

Пример 2. В июле 1947 г. уровень грунтовых вод был на абс. высоте 180,26 м или на условной отметке $18\ 026 - 17\ 800 = 226 \text{ см}$.

По уравнению регрессии ожидаемый уровень в августе составит:

$$y = 0,94 \cdot 226 - 17,32 = 194,7 \text{ см} \approx 195 \text{ см}$$

или займет абсолютную отметку $178,0 + 1,95 = 179,95 \text{ м}$.

Фактический уровень грунтовых вод в августе был на абс. высоте 179,81 м.

Как видно, результаты расчета близки к фактически наблюдавшимся.

ГЛАВА III

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД И ПАРАМЕТРОВ ВОДОНОСНОГО ПЛАСТА

Как было указано в § 4 главы I, определение питания и параметров водоносного пласта входит в задачу гидродинамического анализа режима грунтовых вод, который выполняется на основе данных наблюдений за колебанием уровней и предшествует составлению прогнозов. Этот анализ должен производиться на гидрогеологических станциях, располагающих сетью пунктов (скважин, колодцев, водомерных постов), по которым систематически проводятся наблюдения за режимом грунтовых и поверхностных вод. Величины питания и параметры водоносного пласта представляют собой главнейшие исходные показатели, необходимые для составления прогнозов уровня и подсчета баланса грунтовых вод.

В число упомянутых показателей входят: положительное питание — инфильтрация до зеркала грунтовых вод w (мм/сутки); отрицательное питание — суммарное испарение этих вод u (мм/сутки); отношение величины среднегодового питания к коэффициенту фильтрации $\frac{w}{k}$; коэффициент пьезопроводимости

$a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$, водоотдача пород μ .

Здесь рассмотрим различные приемы расчета питания грунтовых вод и параметров водоносного пласта и дадим оценку точности этого расчета и желательное расположение наблюдательных скважин.

§ 1. Расчет питания грунтовых вод

Основное требование к сети наблюдательных скважин, по которым возможен расчет величины питания грунтовых вод w , сводится к тому, чтобы эти скважины располагались в створах, совпадающих с направлением движения вод. При сложной поверхности уровня грунтовых вод, для которой невозможно решение

одномерных задач, помимо створов, характеризующих главное направление потока, закладываются дополнительные скважины по сторонам створов или, наконец, группы различным образом расположенных скважин, что позволяет применить уравнения для плоско-планового (двухмерного) движения.

Расчет величины питания производится для всех наблюдательных створов, удовлетворяющих поставленному условию. Однако при расчете питания прежде всего должен интересоваться вопрос о возможности получить это питание для типовых условий (районов, различающихся в геоморфологическом, гидрогеологическом и водохозяйственном отношении), чтобы в дальнейшем результаты расчета этого элемента водного баланса можно было экстраполировать на прилежащие территории.

Для расчета питания w по отдельным участкам наблюдательных створов (элементам потока) применяются уравнения неустановившегося движения и используются наблюдавшиеся колебания уровня грунтовых вод в скважинах.

Так как точность расчета питания w в наибольшей степени зависит от точности определения изменения уровня ΔH в элементе потока за тот или иной промежуток времени, Δt , то при расчете w эти изменения уровня принимаются непосредственно по фактическим наблюдениям в скважинах. В связи с этим расчетные уравнения составляют с учетом расположения скважин на местности для отдельных элементов потока.

Второй существенный момент в рассматриваемом расчете заключается в том, что само питание не является постоянным в течение года или месяца. Оно зависит от изменения метеорологических условий и водохозяйственной деятельности человека, фаз развития растений и т. д. Поэтому расчет питания выполняется для отдельных промежутков времени Δt продолжительностью от нескольких суток до месяца и более.

Для получения более реальных величин питания сеть наблюдательных скважин должна быть расположена таким образом, чтобы охватить все многообразие природной и водохозяйственной обстановки района исследований.

Учитывая все эти требования, приходим к выводу, что наиболее универсальным методом расчета питания грунтовых вод является метод конечных разностей.

Однако во многих случаях для этих целей могут быть использованы также зависимости, полученные на основе аналитических решений дифференциальных уравнений фильтрации.

Рассмотрим порядок расчета величины питания w для элемента потока, который выделяется на расчетном створе наблюдательных скважин (рис 19).

В створе, располагающемся по направлению движения грунтовых вод, должно быть не менее трех скважин (1, 2, 3), которые в общем виде нумеруются так: $n-1$ (верхняя по потоку), n (средняя), $n+1$ (нижняя).

Расчетный элемент потока, который по существу является элементарным балансовым участком, выделяется между средними сечениями m и n , проведенными в интервалах скважин $n-1, n$ и $n, n+1$ нормально направлению движения. С боков по течению вод этот элемент ограничивается в плане линиями тока, которые при одномерном движении располагаются в параллельных плоскостях, а при двухмерном — в непараллельных вертикальных поверхностях. Снизу элемент потока ограничен водоупором, сверху — зеркалом грунтовых вод.

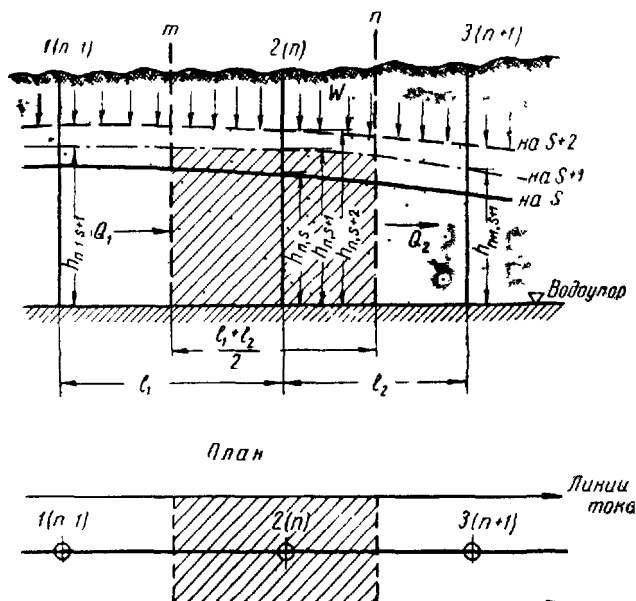


Рис. 19. Расчетная схема для элемента плоского потока грунтовых вод при горизонтальном водоупоре (заштрихован элемент потока)

Для такого элемента потока действительно обобщенное уравнение баланса грунтовых вод в виде:

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t + w \Delta t = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t + w_1 \Delta \tau - u \Delta \theta, \quad (\text{III}, 1)$$

где $\mu \Delta H$ — изменение запаса грунтовых вод в элементе потока за промежуток времени Δt (от момента s до момента $s + 2$), в мм слоя воды;

$\frac{Q_1 - Q_2}{\omega}$ — разность между притоком Q_1 и оттоком Q_2 грунтовых вод, поступающих и вытекающих из элемента потока, отнесенная к единице площади элемента, в мм/сутки;

- $w \Delta t$ — питание грунтовых вод за данный промежуток времени Δt в мм слоя воды;
- $w_1 \Delta \tau$ — инфильтрация сверху до зеркала грунтовых вод за отрезок времени $\Delta \tau$ (сутки), входящий в промежуток Δt , в мм слоя воды;
- $u \Delta \theta$ — испарение грунтовых вод за отрезок времени $\Delta \theta$, входящий в тот же промежуток времени Δt , в мм слоя воды. Обозначения w_1, u — те же, что и в уравнениях (I, 10).

Сущность расчета питания грунтовых вод w сводится к решению уравнения (III, 1) относительно этой величины по известным данным об изменении запасов грунтовых вод $\mu \Delta H$ за время Δt , о величинах средних расходов потока Q_1 и Q_2 , взятых на средний момент $s+1$ того же промежутка времени Δt . Поэтому ниже мы рассмотрим определение каждого из этих элементов для различных условий движения грунтовых вод.

Заметим лишь, что при положительном значении w инфильтрация поливных вод (или осадков), достигающих грунтовые воды, в течение промежутка времени Δt обязательно превышает испарение их, т. е. $w_1 \Delta \tau > u \Delta \theta$. При отрицательном значении w имеет место обратное соотношение: $u \Delta \theta > w \Delta t$. Поэтому величина w (мм/сутки) по существу выражает осредненную результирующую инфильтрации и испарения грунтовых вод за расчетный промежуток времени Δt . Чем меньше будут выбраны промежутки времени Δt , в течение которых можно полагать протекание одного из этих процессов (инфильтрации или испарения), тем больше уверенности в том, что получаемая при расчете величина w будет выражать собой целиком инфильтрацию до грунтовых вод или все их испарение за время Δt .

При расчете w руководствуются следующим.

1. Перед началом расчета питания грунтовых вод выбирают расчетные промежутки времени Δt так, чтобы в пределах каждого из них наблюдался равномерный подъем или спад уровня. Начало и конец этих промежутков должны совпадать с характерными моментами: выпадение или окончание дождей, начало или прекращение полива и т. д. (рис. 20). Если уровень грунтовых вод изменяется плавно, то желательно иметь начало и окончание промежутков времени, совпадающие с началом календарного месяца. Тогда Δt в среднем будет составлять 30 суток.

2. Изменение уровня грунтовых вод по центральной скважине ΔH или по ряду дополнительных к ней, если они имеются, находится как разность высот стояния грунтовых вод в конце и начале выбранных промежутков времени.

3. Уровни грунтовых вод, необходимые для вычисления расходов Q_1 и Q_2 , принимаются по фактическим данным наблюдений во всех скважинах на средний момент $s+1$ промежутка времени Δt .

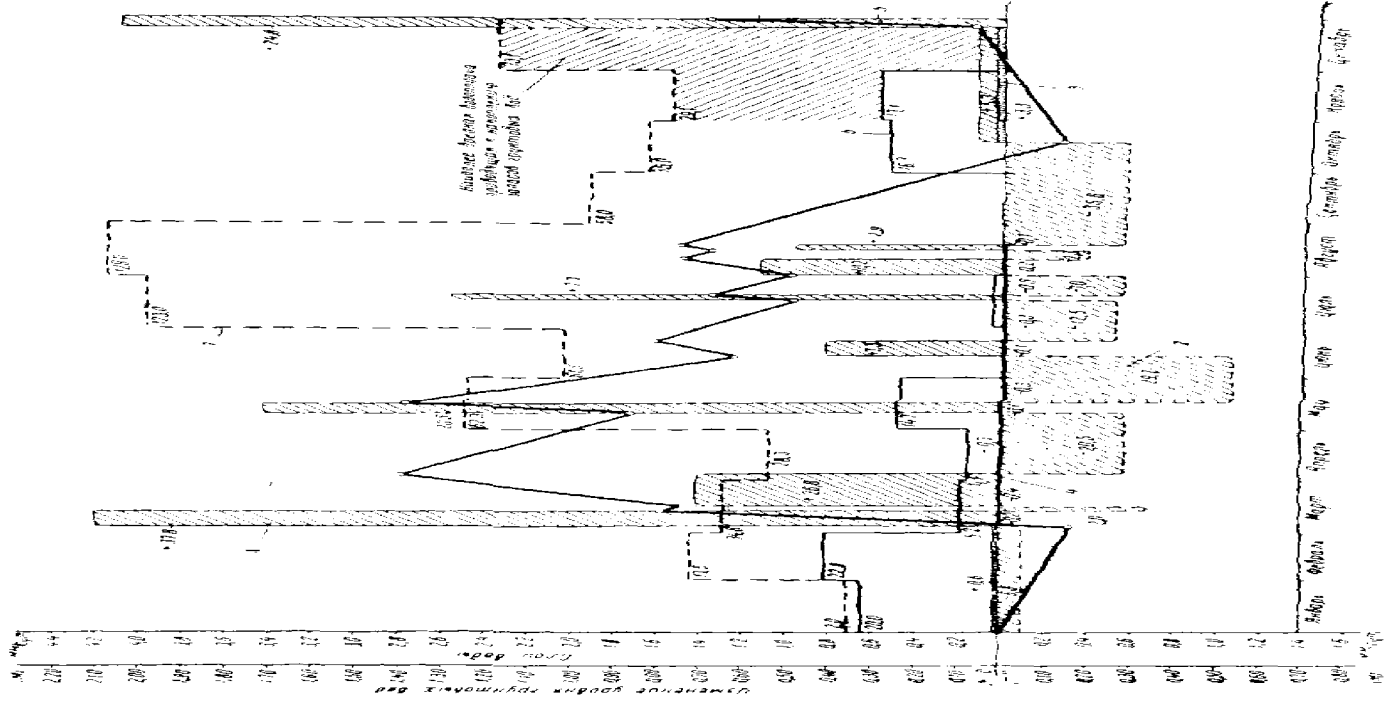


Рис. 20. График динамики элементов баланса грунтовых вод

1-положительное питание (инфильтрация) до грунтовых вод; 2-отрицательное питание (испарение грунтовых вод); 3-превышение притока над оттоком грунтовых вод; 4-отрицательная разность между притоком и оттоком грунтовых вод; 5-колебание уровня грунтовых вод по средней статистике; 6-осадки; 7-использование воды орошения (цифра - слой воды в мм)

4. При расчетах w должна быть выявлена годовая динамика питания грунтовых вод (рис. 20). Поэтому расчет w выполняются не менее как для годового цикла.

5. Для последующего анализа этой динамики в сравнении с режимом уровня и действовавшими факторами составляются соответствующие хронологические графики.

6. После выполнения описанного расчета для первого элемента потока приступают к аналогичному расчету w для других элементов потока как на продолжении данного створа, так и на смежных с ним других створах или для групп наблюдательных скважин, позволяющих решать двухмерные задачи.

1. Расчет изменения запасов грунтовых вод $\mu\Delta H$

Для элемента потока изменение запасов грунтовых вод определяется, исходя из величины недостатка насыщения или водоотдачи пород μ (в пределах колебания уровня) и величины изменения этого уровня за данный промежуток времени Δt .

Изменение уровня грунтовых вод ΔH , при небольших размерах элемента и однородных условиях внутри него, можно принять по фактическим наблюдениям в средней скважине n . Оно будет равно разности уровней в этой скважине, взятых на конечный и начальный моменты времени. Лишь при длинных створах наблюдательных скважин и неоднородном строении водоносного пласта в пределах элемента потока желательно иметь ряд промежуточных скважин, чтобы по ним можно было вычислить приращение объема насыщенного (при подъеме уровня) или осушенного (при понижении уровня) грунта при колебаниях зеркала грунтовой воды в средней скважине на величину ΔH . Это изменение объема насыщенного грунта, умноженное на водоотдачу μ , используется в уравнении (III, 1) вместо величины $\mu\Delta H$.

При отсутствии промежуточных скважин и большом протяжении элемента потока, когда наблюдательные скважины находятся на больших расстояниях друг от друга, в связи с чем за один и тот же промежуток времени изменения уровня в этих скважинах различны, целесообразно учитывать эти изменения в каждой расчетной скважине (рис. 21).

Если допустить, что изменения уровня в промежуточных сечениях m и n равны среднеарифметическим значениям изменения уровня в смежных скважинах, то изменение запаса грунтовых вод $\mu\Delta H$ в уравнении (III, 1) получит такое выражение:

$$\mu \frac{(\Delta H_1 + 3\Delta H_2)I_1 + (\Delta H_3 + 3\Delta H_2)I_2}{4(I_1 + I_2)\Delta t},$$

где ΔH_1 , ΔH_2 , ΔH_3 —изменения уровня воды в верхней 1-й, средней 2-й и нижней 3-й по потоку скважинах за один и тот же промежуток времени Δt ; остальные обозначения прежние.

Так как неустановившееся движение грунтовых вод, наблюдающееся в водоносных пластах, может быть заменено рядом постепенно сменяющихся стационарных течений, то расходы воды Q_1 и Q_2 , входящие в уравнение (III, 1), для каждого промежутка времени Δt могут быть определены по уравнениям для установившегося движения. Непременным условием при этом является специальный выбор для каждого Δt своих кривых депрессий или рас-

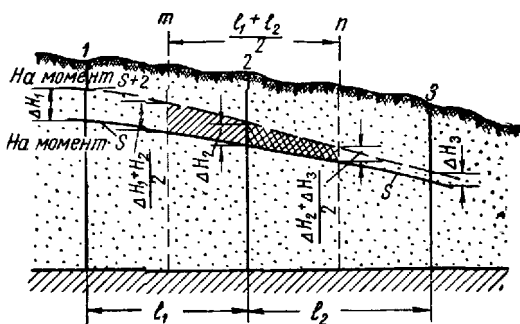


Рис. 21. Расчетная схема определения осредненного изменения уровня в элементе потока

пределения уровней по течению воды. В качестве расчетных для каждого промежутка времени, как уже указывалось, принимаются уровни, наблюдавшиеся в средний момент каждого промежутка Δt .

2. Расчет расхода грунтового потока

При горизонтальном водоупоре и однородном строении водоносного пласта единичные расходы плоского потока (на единицу его ширины) определяются по уравнениям:

$$\left. \begin{aligned} q_1 &= k \frac{h_{n-1, s+1}^2 - h_{n, s+1}^2}{2l_{n-1, n}} \\ q_2 &= k \frac{h_{n, s+1}^2 - h_{n+1, s+1}^2}{2l_{n, n+1}} \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 2)$$

где $h_{n-1, s+1}$, $h_{n, s+1}$, $h_{n+1, s+1}$ — мощности грунтового потока, считая от горизонтального водоупора до уровня воды, соответственно в верхнем $n-1$, среднем n , нижнем $n+1$ сечениях на средний $s+1$ момент промежутка времени Δt ;

k — коэффициент фильтрации водоносного пласта;

$l_{n-1, n}$, $l_{n, n+1}$ — расстояния между скважинами $n-1$, n и n , $n+1$.

Подставляя эти выражения расходов q_1 и q_2 вместо Q_1 и Q_2 и $\frac{1}{2}(l_{n-1,n} + l_{n,n+1})$ вместо ω в формулу (III,1) (при ширине потока 1 м) будем иметь расчетную формулу:

$$w = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{k}{l_{n-1,n} + l_{n,n+1}} \left(\frac{h_{n-1,s+1}^2 - h_{n,s+1}^2}{l_{n-1,n}} - \frac{h_{n,s+1}^2 - h_{n+1,s+1}^2}{l_{n,n+1}} \right). \quad (\text{III}, 3)$$

При наклонном водоупоре единичные расходы составляют:

$$\left. \begin{aligned} q_1 &= k \frac{h_{n-1,s+1} + h_{n,s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n-1,s+1} - H_{n,s+1}}{l_{n-1,n}} \\ q_2 &= k \frac{h_{n,s+1} + h_{n+1,s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n,s+1} - H_{n+1,s+1}}{l_{n,n+1}} \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 4)$$

где $H_{n-1,s+1}$, $H_{n,s+1}$, $H_{n+1,s+1}$ — уровни грунтовых вод в верхнем $n-1$, среднем n и нижнем $n+1$ сечениях (скважинах) на средний $s+1$ момент промежутка времени Δt ; остальные обозначения прежние.

В случае радиального потока грунтовых вод (расходящегося или сходящегося) расход его в однородном пласте с наклонным водоупором определяется по уравнениям:

$$\left. \begin{aligned} Q_1 &= k \frac{b_{n-1} h_{n-1,s+1} + b_n h_{n,s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n-1,s+1} - H_{n,s+1}}{l_{n-1,n}} \\ Q_2 &= k \frac{b_n h_{n,s+1} + b_{n+1} h_{n+1,s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n,s+1} - H_{n+1,s+1}}{l_{n,n+1}} \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 5)$$

где b_{n-1} , b_n , b_{n+1} — ширина потока в верхнем $n-1$, среднем n и нижнем $n+1$ сечениях.

Эти формулы применяются в случае совпадения створа расчетных скважин с направлением потока грунтовых вод и наличия боковых скважин a и b (рис. 22), по которым составляется карта гидроизогипс и определяется ширина потока между выделенными линиями тока.

При изменениях ширины потока в течение годового цикла возникает необходимость строить соответствующие карты гидроизогипс на разные даты.

В рассмотренном случае площадь горизонтальной проекции элемента потока равна:

$$\omega = \frac{(b_{n-1} + 2b_n + b_{n+1})(l_{n-1,n} + l_{n,n+1})}{8}. \quad (\text{III}, 6)$$

В случае неоднородного по водопроницаемости водоносного пласта при наклонном водоупоре для плоского движения вод единичные расходы воды определяются по уравнениям:

$$q_1 = \frac{k_{n-1} h_{n-1, s+1} + k_n h_{n, s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n-1, s+1} - H_{n, s+1}}{l_{n-1, n}};$$

$$q_2 = \frac{k_n h_{n, s+1} + k_{n+1} h_{n+1, s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n, s+1} - H_{n+1, s+1}}{l_{n, n+1}}, \quad (\text{III}, 7)$$

где k_{n-1} ; k_n ; k_{n+1} — средневзвешенные коэффициенты фильтрации водоносного пласта, соответственно в верхнем $n-1$, среднем n и нижнем $n+1$ сечениях.

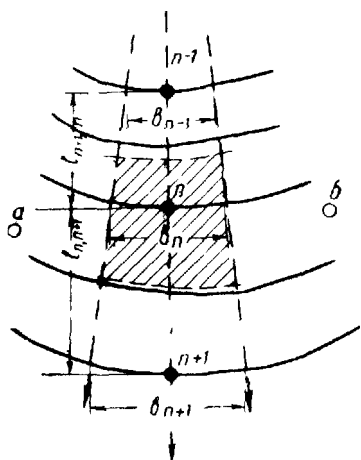


Рис. 22. Гидроизогипсы для неплоского (расходящегося) потока грунтовых вод (заштрихован элемент потока)

Значения этих коэффициентов для каждого сечения находятся по формуле (II, 9).

Для двухслойной толщи водоносных пород (рис. 23), состоящей из горизонтально залегающих пластов разной водопроницаемости, наблюдательные пункты вдоль по потоку состоят из сдвоенных скважин. В одной из них фильтр располагается в верхнем слое, другой — в нижнем слое.

При наличии разницы в статических уровнях воды каждого водоносного пласта, разность между притоком Q_1 , поступающим через верхнее сечение m , и оттоком воды Q_2 , выходящей через нижнее сечение n ,

отнесенных к единице площади элемента, определяется из уравнения:

$$\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} = \frac{k_{cp} h (h'_1 - 2h''_1 + h'''_1)}{(\Delta x)^2} + \frac{k_2 h_2 (\zeta' - 2\zeta'' + \zeta''')}{(\Delta x)^2}, \quad (\text{III}, 8)$$

где k_{cp} — средневзвешенный коэффициент фильтрации всей водоносной толщи;

h — средняя мощность потока в неоднородной толще водоносных пластов;

h'_1 , h''_1 , h'''_1 — мощности грунтового потока в верхнем пласте, считая от его горизонтальной подошвы до уровня воды в мелких скважинах 1 (верхней), 2 (средней) и 3 (нижней) по потоку, на средний момент промежутка времени Δt ;

ζ' , ζ'' , ζ''' — разности между высотами пьезометрической поверхности нижнего и зеркала грунтовых вод верхнего водоносных пластов или потери напора в верхнем пласте в сечениях: верхнем, среднем и нижнем при вертикальной фильтрации из одного пласта в другой;

k_2 — коэффициент фильтрации нижнего водоносного пласта;

h_2 — постоянная мощность нижнего водоносного пласта (при горизонтальном водоупоре);

Δx — протяженность элемента потока.

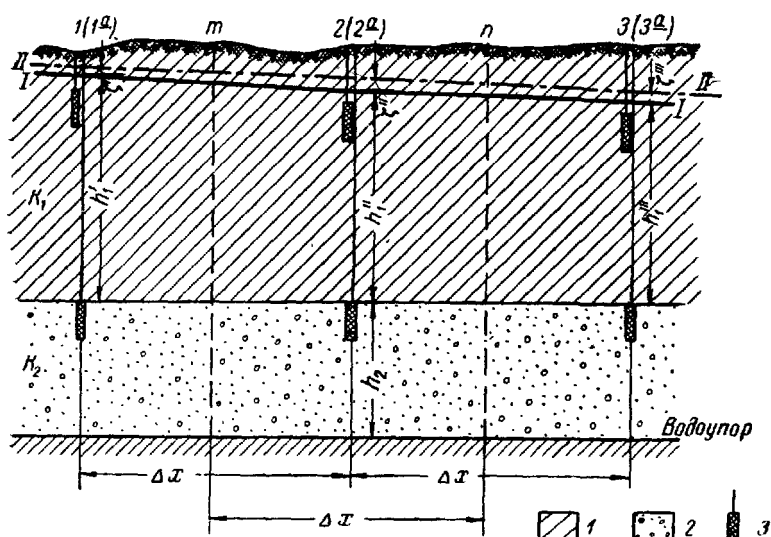


Рис. 23. Схема расположения фильтров наблюдательных скважин в двуслойной толще водоносных пород

1—суглинок; 2—песок с галькой; 3—фильтр наблюдательной скважины; I—I—зеркало грунтовых вод в суглинках, II—II—пьезометрический уровень воды в нижнем (песчаном) пласте

Уравнение (III, 8) отвечает случаю расположения наблюдательных скважин на равных расстояниях.

Как видно из этого, для применения уравнения (III, 8) требуется знать мощность нижнего пласта. Однако, во многих случаях мощность нижнего пласта оказывается неизвестной. Тогда при наличии данных о потере напора в верхнем водоносном пласте при вертикальной фильтрации из одного пласта в другой, равной ζ'' (взятой по средней паре скважин), можно для приближенных расчетов ω применить уравнение:

$$\frac{Q_1 - Q_2}{\omega} = \frac{k_1 h_{cp} (h_1' - 2h_1'' + h_1''')}{(\Delta x)^2} + k_1 \frac{\zeta''}{h_1'}, \quad (\text{III, 9})$$

где k_1 — коэффициент фильтрации верхнего водоносного пласта;
 $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность грунтового потока в верхнем пласте, считая от его подошвы до зеркала грунтовых вод;
 ζ'' — падение напора в верхнем водоносном пласте при вертикальном водообмене между пластами или разность между высотами пьезометрической поверхности нижнего пласта и зеркала грунтовых вод на средний момент промежутка времени Δt ; остальные обозначения прежние.

Из рассмотрения последнего уравнения следует, что при приближенном вычислении питания грунтовых вод ω при двухслойном строении водоносной толщи и наличии данных о напорах воды в верхнем и нижнем водоносных пластах отпадает необходимость в знании мощности нижнего пласта или, другими словами, положения водоупора.

В то же время уравнения (III, 8) и (III, 9) дают основание сделать методический вывод о необходимости иметь наблюдательные пункты в створе по потоку грунтовых вод при двухслойном строении водоносных толщ, состоящие из спаренных наблюдательных скважин: с фильтром в верхней части потока и с фильтром в нижнем пласте около его кровли.

В случае неплоского (двухмерного) движения грунтовых вод

Рис. 24. Схема обозначений расчетных величин для элемента потока при пяти произвольно расположенных скважинах

(рис. 24) при наличии группы скважин, из которых периферийные располагаются по отношению к внутри расположенным по периметру, близкому к правильному многоугольнику, вычисляется приток Q_1 и отток Q_2 грунтовых вод, поступающих и оттекающих из элемента потока, образованного пересечением перпендикуляров, проведенных к линиям, соединяющим каждую скважину с центральной, в их середине.

Полагая, что через каждую грань элемента проходит поток, близкий к плоскому, можно для любого расхода воды, входящего или выходящего из элемента потока при однородном пласте и горизонтальном водоупоре, написать:

$$Q_i = \frac{ka_i}{2l_i} (h_n^2 - h_i^2), \quad (\text{III}, 10)$$

где a_i — длина грани элемента потока, через которую проходит данный расход воды;

- l_i — расстояние от данной скважины i до центральной скважины n ;
- h_n — мощность потока в центральной скважине n , считая от водоупора до уровня воды на средний момент промежутка времени Δt ;
- h_i — мощность потока на тот же момент в данной скважине i .

При положительном значении Q_i уравнение (III, 10) выражает отток грунтовых вод из элемента потока, при отрицательном — приток воды в элемент потока через грань длиной a_i .

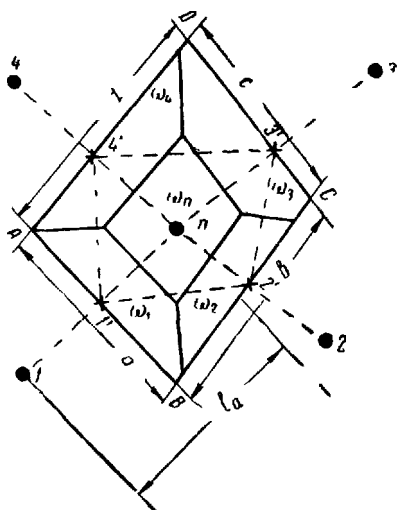
На основании этого разность между суммарным притоком грунтовых вод Q_1 и суммарным оттоком вод Q_2 из элемента потока при числе граней или периферийных скважин m составит:

$$Q_1 - Q_2 = \sum_{i=1}^{i=m} \frac{ka_i}{2l_i} (h_i^2 - h_n^2). \quad (\text{III, 11})$$

Полученную согласно уравнению (III, 11) разность между притоком и оттоком грунтовых вод подставляют в уравнение (III, 1) вместо $Q_1 - Q_2$. Площадь элемента потока ω находят на детальном плане расположения скважин. Изменение уровня грунтовых вод ΔH в этом элементе принимают равным изменению уровня в центральной скважине.

При больших расстояниях между расчетными скважинами целесообразно учитывать изменения уровня воды в каждой из них (рис. 25) с тем, чтобы более точно определить изменение запаса воды в элементе потока.

Будем считать, что в средних точках $1'$, $2'$, $3'$ и $4'$ изменения уровня равны среднеарифметическим величинам, полученным по данным об уровнях и смежных скважинах. Так, например, для точки $1'$ изменение уровня равно $\frac{\Delta H_1 + \Delta H_n}{2}$. Далее найдем соответствующие этим изменениям уровня элементарные площади $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \omega_4, \omega_n$, на которые можно распространить эти изменения уровня.



● Наблюдательная скважина

Рис. 25. Расчетная схема для определения осредненного по площади изменения уровня грунтовых вод в элементе потока

Построение соответствующих элементарных площадок выполним делением соединяющих линий $1'2', 2'3', 3'4', 4'1'$ пополам и проведением в серединах этих линий перпендикуляров к ним.

Тогда пересечения этих перпендикуляров с перпендикулярами к линиям $1'n, 2'n, 3'n, 4'n$ (проведенными также из их середины) дают вершины фигур с искомыми площадями. Средняя площадка ω_n получается от пересечения перпендикуляров, восстановленных к серединам указанных линий.

С учетом такого построения элементарных площадок для общего изменения запасов грунтовых вод в элементе потока $ABCD$ за время Δt можно написать следующее выражение (в объемных единицах измерения).

$$\mu \Omega \Delta H_{cp} = \mu \left(\omega_1 \frac{\Delta H_1 + \Delta H_n}{2} + \omega_2 \frac{\Delta H_2 + \Delta H_n}{2} + \omega_3 \frac{\Delta H_3 + \Delta H_n}{2} + \omega_4 \frac{\Delta H_4 + \Delta H_n}{2} + \omega_n \Delta H_n \right),$$

где ΔH_{cp} — осредненное для элемента потока изменение уровня.

Этим выражением заменяют величину $\mu \Omega \Delta H_n$ в левой части уравнения (III, 1), что позволяет вычислять питание грунтовых вод w с учетом изменения уровней воды во всех пяти скважинах.

Аналогичным путем можно составить расчетные уравнения для определения w при наличии шести и более скважин, расположенных по огибающей среднюю скважину n кривой.

Следует заметить, что результат расчета w по этому способу будет тем точнее, чем ближе контур, соединяющий периферийные скважины, по своей форме к окружности и чем меньше расстояния между этими скважинами.

Для крупного земельного массива, на котором располагается больше пяти скважин, расчет величины питания производится по отдельным балансовым участкам. Каждый из них (рис. 26) представляет собой

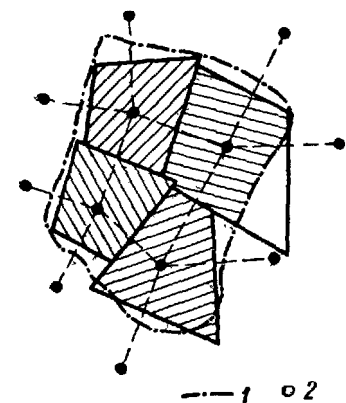


Рис. 26. Произвольное расположение наблюдательных скважин на балансовом участке
1 — границы балансового участка; 2 — наблюдательная скважина (заштрихованы элементы потока)

элемент потока, по периферии которого размещены четыре расчетные скважины и одна в середине элемента потока. Эти скважины используются при расчете w по каждому участку.

Выделение элементов потока должно быть таким, чтобы покрыть ими всю изучаемую территорию.

В случае частичного перекрытия элементов друг другом в последующем на основании вычисленных для них величин питания w

и соответствующих площадей элементов ω находят средневзвешенное по площади питание $\omega_{\text{ср}}$ для всего района. Затем по этому средневзвешенному $\omega_{\text{ср}}$ и площади данного района Ω вычисляют суммарную инфильтрацию или испарение грунтовых вод $\omega_{\text{ср}} \Omega \Delta t$ (в зависимости от знака) за время Δt .

§ 2. Определение погрешности расчета питания грунтовых вод при допущении одинаковой плотности воды

При изучении химического состава грунтовых вод на орошаемых массивах часто отмечается неоднородность его в пределах района. Эта неоднородность наблюдается как по горизонтали, так и по вертикали.

Имея в виду необходимость расчетов инфильтрационного питания грунтовых вод ω по данным о колебании уровней их на створах наблюдательных скважин, отстоящих друг от друга на больших расстояниях, мы задались целью проверить возможность получить расчетные величины питания с точностью до 10%, если пользоваться уравнениями движения пресных вод. С этой целью мы сопоставили расчетные уравнения для пресных вод с уравнениями движения пестрых по минерализации вод, предложенными Н. К. Гириным [1951].

Возьмем случай плоского движения двух потоков подземных вод со свободной поверхностью разной минерализации (рис. 27).

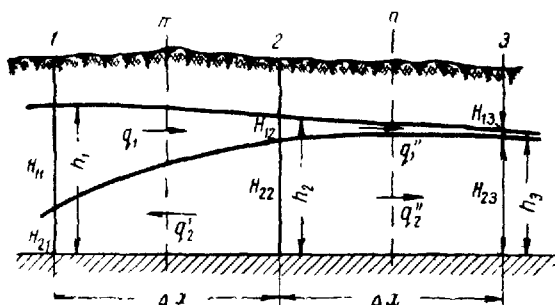


Рис. 27. Схема движения грунтовых вод разной плотности

В верхней части разреза движется поток вод с плотностью ρ_1 , удельным весом γ_1 , вязкостью ε_1 . Его мощность в различных сечениях обозначена через H_{11} , H_{12} . В нижней части поток воды с плотностью ρ_2 , удельным весом γ_2 , вязкостью ε_2 . Мощности его в сечениях 1, 2 соответственно H_{21} , H_{22} .

При этих обозначениях расходы воды в сечении x , по Н. К. Гириному, будут равны:

для верхнего потока

$$\left. \begin{aligned} q_1 &= -k_0 \frac{\gamma_1}{\epsilon_1} H_1 \frac{dH_1 + dH_2}{dx} \\ \text{для нижнего} \quad q_2 &= -k_0 \frac{\gamma_2}{\epsilon_2} H_2 \frac{\frac{\rho_1}{\rho_2} dH_1 + dH_2}{dx} \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 12)$$

где q_1, q_2 — расходы воды в верхнем и нижнем потоках;
 H_1, H_2 — мощность этих потоков в сечении;
 k_0 — коэффициент проницаемости породы.

Интегрируя уравнения (III, 12) для x в пределах от 0 до x и для H_1, H_2 (также от сечения 1 до сечения 2) соответственно от H_{11} до H_{12} и от H_{21} до H_{22} при помощи теоремы о средней, получим уравнения:

$$\left. \begin{aligned} q_1 &= \frac{k_0 \gamma_1}{2\epsilon_1 x} (H_{11} + H_{12})(H_{11} - H_{12} + H_{21} - H_{22}), \\ q_2 &= \frac{k_0 \gamma_2}{2\epsilon_2 x} (H_{21} + H_{22}) \left[\frac{\rho_1}{\rho_2} (H_{11} - H_{12}) + H_{21} - H_{22} \right] \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 13)$$

Заметим, что Н. К. Гиринский дает точное решение дифференциальных уравнений (III, 12) для различных случаев движения потоков вод разной минерализации. Мы ограничиваемся приближенными решениями, т. е. формулами (III, 13), действительными для общего случая движения, когда верхний и нижний потоки могут совпадать или не совпадать по своему направлению или какой-либо из них может находиться в покое.

На основании уравнений Дюпюи для пресных вод, проходящих через сечения m и n , разность расходов грунтового потока составит:

$$\Delta Q' = \frac{k}{2\Delta x} (h_1^2 - 2h_2^2 + h_3^2), \quad (\text{III}, 14)$$

где Δx — протяженность элемента потока;
 h_1, h_2, h_3 — суммарные мощности потока в сечениях 1, 2, 3;
 k — коэффициент фильтрации.

При этом поток — плоский, принят одинаковым по минерализации, водоносный пласт с постоянной водопроницаемостью, водоупор горизонтальный.

На основании уравнения (III, 13) можно найти суммарные расходы воды в сечениях m и n с учетом плотностей (рис. 27):

$$Q_1 = q_1' + q_2' \text{ и } Q_2 = q_1'' + q_2'',$$

причем q_1'' и q_2'' определяются аналогично расчету q_1' и q_2' , т. е. по уравнению (III, 13), в котором индексы при величинах мощностей потока приводятся в соответствии с номерами сечений.

Разность этих расходов $\Delta Q = Q_1 - Q_2$ сопоставляется с разностью $\Delta Q'$, что позволяет найти относительную погрешность в расчете $\Delta Q'$ при пользовании уравнением (III, 14) для пресных вод.

Относительная ошибка в определении разности расходов без учета плотности воды составит:

$$\eta = \frac{\Delta Q' - \Delta Q}{\Delta Q}. \quad (\text{III}, 15)$$

На основании этого и обобщенного уравнения (III, 1) баланса питания грунтовых вод:

$$w = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{\Delta Q}{\Delta x}, \quad (\text{III}, 16)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод в элементе потока *мл* за время Δt ;

w — питание грунтовых вод сверху;

Δx — расстояние между сечениями потока.

Легко выразить относительную погрешность в расчете величины w при пользовании уравнением (III, 14) для пресных вод. Из уравнения (III, 15) следует:

$$\Delta Q = \frac{\Delta Q'}{1 + \eta}, \quad (\text{III}, 17)$$

где ΔQ — разность расходов воды, проходящих через сечения *m* и *n*, полученная с учетом плотностей;

$\Delta Q'$ — без учета плотностей воды.

Подставив выражение ΔQ в уравнение (III, 16), будем иметь:

$$w = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{\Delta Q'}{\Delta x} \cdot \frac{1}{1 + \eta}. \quad (\text{III}, 18)$$

При расчете питания грунтовых вод без учета их плотности получаем:

$$w_1 = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{\Delta Q'}{\Delta x}. \quad (\text{III}, 19)$$

На основании этого относительная погрешность в определении питания без учета плотности воды составит:

$$\xi = \frac{w_1 - w}{w} = - \frac{\frac{\eta}{1 + \eta} \cdot \frac{\Delta Q'}{\Delta x}}{\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{\Delta Q'}{\Delta x} \cdot \frac{1}{1 + \eta}}. \quad (\text{III}, 20)$$

Чтобы эта погрешность не превышала 10%, следует иметь условие:

$$\left| \frac{\Delta Q'}{\Delta x} \right| \leq \left| \frac{1}{10\eta} \cdot \frac{\Delta Q'}{\Delta x} - 0,1 \frac{1 + \eta}{\eta} \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \right|. \quad (\text{III}, 21)$$

Рассмотрим численный пример для иллюстрации наиболее резкой смены минерализации воды по вертикали и горизонтали в сравнении с часто встречающимися при орошении условиями.

Обращаясь к рис. 27, примем $\Delta x = 5000$ м; для верхнего потока пресных вод: $\gamma_1 = 1,0$ $\epsilon_1 = 1,00$ *сн* (сантипуаз); мощности: $H_{11} = 70$ м, $H_{12} = 10$ м, $H_{13} = 2$ м; для нижнего потока: $\gamma = 1,151$; $\epsilon_2 = 1,51$ *сн* (для раствора Na_2SO_4 при концентрации около 200 г/л); мощности: $H_{21} = 30$ м; $H_{22} = 85$ м; $H_{23} = 90$ м, коэффициент фильтрации $k = 3$ м/сутки.

При этом коэффициент проницаемости пород оказывается равным:

$$k_0 = k \frac{\epsilon}{\gamma} = 3,0 \frac{1,510}{1,151} = 3,94.$$

Для этой схемы, по Н. К. Гириному, следует то, что на участке 1—2 движения потоков пресных и соленых вод противоположны по направлению, на участке 2—3 направления этих потоков совпадают.

Подставляя числовые данные в уравнения (III, 13) будем иметь:

для сечения m

$$q_1' = 0,185 \text{ м}^3/\text{сутки}; q_2' = -0,116 \text{ м}^3/\text{сутки}; \\ Q_1 = 0,185 - 0,116 = 0,069 \text{ м}^3/\text{сутки};$$

для сечения n

$$q_1'' = 0,02 \text{ м}^3/\text{сутки}; q_2'' = 0,12 \text{ м}^3/\text{сутки}; \\ Q_2 = 0,02 + 0,12 = 0,14 \text{ м}^3/\text{сутки};$$

отсюда

$$\Delta Q = Q_1 - Q_2 = 0,07 - 0,14 = -0,07 \text{ м}^3/\text{сутки},$$

По формуле (III, 14) для пресных вод:

$$\Delta Q' = \frac{k}{2\Delta x} (h_1^2 - 2h_2^2 + h_3^2) = \frac{3}{2 \cdot 5000} (100^2 - 2 \cdot 95^2 + 92^2) = 0,124 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Как видно, относительная погрешность подсчета разности расхода без учета плотности воды огромная и составляет:

$$\eta = - \frac{0,124 + 0,07}{0,07} = -2,77.$$

Однако, если это значение η подставить в неравенство (III, 21), то будем иметь:

$$\left| \frac{\Delta Q'}{\Delta x} \right| \leq \left| -0,036 \frac{\Delta Q'}{\Delta x} - 0,064 \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \right|.$$

Это неравенство является условием, при котором ошибка в расчете ω не превысит 10% точной величины с учетом плотности воды.

Проверим, соответствует ли это условие для следующих данных: $\Delta t = 30$ суток, водоотдача $\mu = 0,10$ $n \frac{\Delta Q'}{\Delta x}$, ΔH , приведенных в табл. 4

Таблица 4

Расчет величин, входящих в неравенство (III, 21)

$\frac{\Delta Q'}{\Delta x}$ мм/сутки	Относительная погрешность η	Изменение уровня в элементе потока ΔH (мм)	$-0,036 \frac{\Delta Q'}{\Delta x} - 0,064 \mu \frac{\Delta H}{\Delta t}$
0,001	-2,78	1 000,0	$-0,036 \cdot 0,001 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{1\,000}{30} = -0,214$
0,001	-2,78	10,0	$-0,036 \cdot 0,001 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{10}{30} = -0,002$
0,01	-2,78	1 000,0	$-0,036 \cdot 0,01 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{1\,000}{30} = -0,214$
0,01	-2,78	50,0	$-0,036 \cdot 0,01 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{50}{30} = -0,011$
0,01	-2,78	30,0	$-0,036 \cdot 0,01 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{30}{30} = -0,007$
0,10	-2,78	500,0	$-0,036 \cdot 0,10 - 0,064 \cdot 0,10 \cdot \frac{500}{30} = -0,111$

Из приведенного анализа следует, что для обычно встречающихся величин разности между притоком и оттоком грунтовых вод ($\frac{\Delta Q'}{\Delta x} \leq 0,01$ мм/сутки) на длинных расчетных створах при расчете питания без учета плотности воды мы не будем делать ошибку более 10%, причем минимальное изменение уровня ΔH за 30 суток может составлять всего 0,05 м. При больших месячных изменениях уровня, как, например, $\Delta H = 0,5$ м, точность расчета w не уменьшится даже при $\frac{\Delta Q'}{\Delta x} = 0,1$ мм/сутки. Такая разность между притоком и оттоком грунтовых вод на длинных (> 5 км) расчетных створах встречается весьма редко.

Эти выводы о точности расчета w по упрощенным формулам для небольших по протяжению створов (< 1 км) и для участков, граничащих с перелогам, солончаками, могут быть недействительными, так как в указанных случаях разность между притоком и оттоком грунтовых вод заметно возрастает, а минерализация вод может изменяться весьма резко на небольших расстояниях.

При наличии данных о плотности и глубине контакта между пресной и сильно минерализованной водой всегда желателен предварительный расчет ожидаемых ошибок, могущих возникнуть при пользовании упрощенными формулами.

Если учесть, что взятый нами пример резкого изменения минерализации воды по вертикальному разрезу не всегда отвечает наблюдающейся неоднородности воды (она чаще более однородна), то можно полагать, что последующие расчеты w в рассматриваемых ниже примерах будут иметь погрешность за счет рассмотренного фактора менее 10%.

§ 3. Определение погрешности расчета питания грунтовых вод при наличии около расчетных скважин местных повышений уровня воды

В орошаемом районе с разнородным КЗИ и при больших расстояниях между скважинами (> 5 км) возможны местные повышения уровня под влиянием фильтрационных потерь из оросительной сети. Если одна или две скважины на створе приходятся вблизи урезов оросительных каналов (рис. 28), то они могут фиксировать несколько завышенный уровень по сравнению с со-

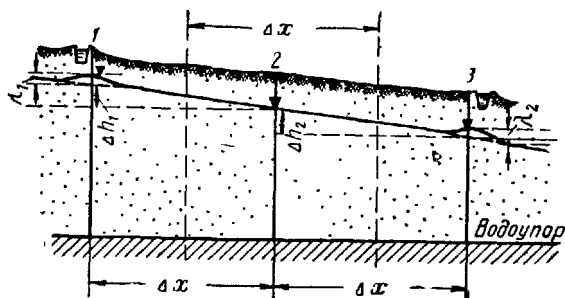


Рис. 28. Схема движения грунтовых вод между оросительными каналами

седними местами, удаленными на несколько десятков метров от канала. Спрашивается, какая будет точность подсчета w , если пользоваться такими скважинами, принимая по ним в расчет падение по створу зеркала грунтовых вод.

Выделим по-прежнему элемент потока $mm'nn'$. Изменение уровня в нем за время Δt принимаем по средней скважине 2 (ΔH). В скважине 1 уровень выше, чем в соседних местах за пределами влияния оросительного канала — на λ_1 , в скважине 3 на урезе второго оросителя — на λ_2 .

Падение поверхности грунтовых вод от скважины 1 до скважины 2 в отсутствие влияния оросителей составляет Δh_1 , при наличии оросителя $\Delta h_1 + \lambda_1$. Аналогично для участка скважин 2—3 соответствующие величины равны Δh_2 и $\Delta h_2 - \lambda_2$.

При отсутствии местных повышений уровня грунтовых вод * λ_1 и λ_2 , допуская мощность потока постоянной можно написать:

$$w_1 = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{q_1 - q_2}{\Delta x} = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} (\Delta h_1 - \Delta h_2). \quad (\text{III}, 22)$$

* Это наблюдается при закрытой оросительной системе после поливов.

С учетом указанных изменений уровня, согласно рис. 28 инфильтрационное питание равно:

$$w_2 = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} (\Delta h_1 + \lambda_1 - \Delta h_2 + \lambda_2). \quad (\text{III}, 23)$$

Считая, что по первому уравнению подсчет w будет значительно точнее, чем по второму, так как подъем уровня под влиянием фильтрации из оросителей лишь временно и на небольшом расстоянии искажает расчетный уклон зеркала воды, найдем абсолютные и относительные погрешности при пользовании вторым уравнением, т. е. с учетом искаженных уровней в скважинах.

Абсолютная погрешность:

$$w_2 - w_1 = - \frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} (\lambda_1 + \lambda_2). \quad (\text{III}, 24)$$

Относительная погрешность равна:

$$\xi = \frac{w_2 - w_1}{w_1} = - \frac{kh_{cp}(\lambda_1 + \lambda_2)}{(\Delta x)^2 \left[\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{kh_{cp}}{(\Delta x)^2} (\Delta h_1 - \Delta h_2) \right]}. \quad (\text{III}, 25)$$

или

$$\xi = - \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\frac{\Delta H}{\Delta t} \cdot \frac{\mu \Delta x^2}{kh_{cp}} - \Delta h_1 + \Delta h_2} = \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\Delta h_1 - \Delta h_2 - \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \frac{\Delta x^2}{kh_{cp}}}. \quad (\text{III}, 26)$$

Если взять $\xi = \frac{w_1 - w_2}{w_1}$, то перед правой частью равенства будет обратный знак.

Чтобы погрешность расчета w не превышала $\pm 10\%$, должно соблюдаться неравенство:

$$|\lambda_1 + \lambda_2| \leq 0,1 \left| - \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \cdot \frac{\Delta x^2}{kh_{cp}} + \Delta h_1 - \Delta h_2 \right|. \quad (\text{III}, 27)$$

или

$$|\lambda_1 + \lambda_2| \leq 0,1 \left| \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} \frac{\Delta x^2}{kh_{cp}} - \Delta h_1 + \Delta h_2 \right|. \quad (\text{III}, 28)$$

Для одного из ирригационных районов (по данным гидрогеологической станции) в среднем можно взять:

$$\begin{aligned} \Delta H &= 0,50 \text{ м}, & \Delta t &= 30 \text{ сут}, & \Delta x &= 5000 \text{ м}, \\ \mu &= 0,05, & k &= 3 \text{ м/сут}, & h_{cp} &= 100 \text{ м}, \\ \lambda_1 &= 2 \text{ м}, & \lambda_2 &= 3 \text{ м} \end{aligned}$$

На основании этого можно написать:

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} \cdot \frac{\mu \Delta x^2}{kh_{cp}} = \frac{0,50}{30} \cdot \frac{0,05 \cdot 5000^2}{3 \cdot 100} = 69,5.$$

При $\mu=0,10$ и неизменности остальных величин:

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} \mu \frac{\Delta x^2}{kh_{cp}} = 139.$$

Разностью второго порядка $\Delta h_1 - \Delta h_2$, вообще говоря, можно пренебречь в сравнении с только что вычисленной величиной. Так, если принять для указанных более или менее типичных величин $\Delta h_1 = 4$ м, $\Delta h_2 = 8$ м, то $\Delta h_1 - \Delta h_2 = -4$ м.

При этих условиях относительная погрешность в подсчете ω с использованием уровней воды около урезов оросительных каналов составит:

$$\xi = -\frac{2+3}{139+4} = -\frac{5}{143} = -0,035 = -3,5\%.$$

В более общей форме эту погрешность можно записать так:

$$\xi = -0,7(\lambda_1 + \lambda_2)\%. \quad (\text{III}, 29)$$

На основании описанного здесь способа подсчета погрешностей и конкретных значений их мы приходим к выводу о возможности получения вполне достоверных расчетных величин питания грунтовых вод ω по данным имеющихся наблюдательных скважин гидрогеологических станций. При этом выбор расчетной формулы будет зависеть от условий движения воды в плане (т. е. будет ли оно одномерное или двумерное).

§ 4. Определение параметров водоносного пласта

Результаты наблюдений над режимом уровня грунтовых вод используются также для расчета ряда параметров водоносного пласта и грунтового потока, которые необходимы для прогноза уровней на орошаемых территориях.

Определение величины питания грунтовых вод и его динамики в годовом разрезе было рассмотрено выше. Рассмотрим теперь способы расчета следующих параметров:

а) отношение осредненной за длительный период времени величины питания грунтовых вод к коэффициенту фильтрации $\frac{\omega}{k}$;

б) коэффициент пьезопроводимости $a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$, где k —осредненный коэффициент фильтрации, h_{cp} —осредненная мощность водоносного горизонта; μ —водоотдача пород;

в) недостаток насыщения пород или водоотдача пород μ .

Отношение средней результирующей питания грунтовых вод к коэффициенту фильтрации $\frac{\omega}{k}$ легко определить при наличии вдоль потока грунтовых вод трех скважин (рис. 29), в которых зафиксированы уровни воды.

По Г. Н. Каменскому, для условий установившегося движения грунтовых вод в однородном пласте при горизонтальном водопоре действительно уравнение:

$$\frac{w}{k} = \frac{h^2 - h_1^2}{(L-x)x} + \frac{h_1^2 - h_2^2}{(L-x)L}, \quad (\text{III, 30})$$

где w — средняя за продолжительный срок результирующая питания грунтовых вод сверху (размерность скорости фильтрации);
 k — коэффициент фильтрации водоносного пласта;
 h — мощность потока в любом сечении потока n , на расстоянии x от первого сечения;
 h_1 и h_2 — мощности потока в крайних слева и справа сечениях, удаленных друг от друга на расстоянии L .

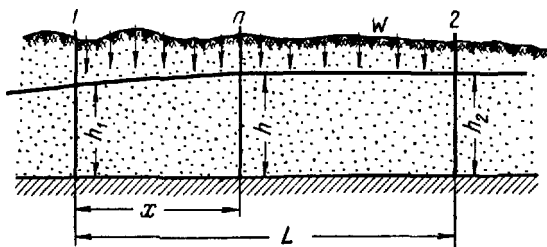


Рис. 29. Расчетная схема для определения параметров водоносного пласта

Это уравнение можно применить и для междуречного массива; при этом h_1 и h_2 — глубины воды в реках.

Уравнение (III, 30) можно применять лишь для случаев, когда питание w в течение длительного времени (несколько месяцев) мало изменяется. Такие условия возможны на периферии орошаемых оазисов, вне зоны поливов, при относительно глубоком положении уровня грунтовых вод.

Коэффициент пьезопроводимости $a = \frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$ входит в расчетные уравнения неустановившегося движения грунтовых вод.

Для расчета коэффициента пьезопроводимости используются данные наблюдений за уровнем грунтовых вод, например, вблизи рек, каналов и на орошаемых массивах, где наиболее отчетливо проявляется неустановившееся движение. При этом применяются зависимости в конечных разностях и аналитические решения дифференциальных уравнений.

Ниже рассмотрим способы, основанные на применении уравнений неустановившегося движения в конечных разностях.

Для горизонтального однородного водоносного пласта весьма значительной мощности по сравнению с колебаниями уровня

при отсутствии инфильтрации и испарения грунтовых вод для определения коэффициента a может служить уравнение:

$$a = \frac{h_{2,s+1} - h_{2,s}}{\Delta t} \cdot \frac{(\Delta x)^2}{h_{1,s} + h_{3,s} - 2h_{2,s}}, \quad (\text{III}, 31)$$

где $h_{2,s+1}$ — мощность потока грунтовых вод, считая от водопора до зеркала воды, в средней по потоку скважине 2 на последующий момент времени $s+1$;
 $h_{2,s}$ — мощность потока грунтовых вод в той же скважине на исходный момент времени s ;
 $h_{1,s}, h_{3,s}$ — уровни грунтовых вод на тот же момент s в скважинах 1, 3 (в верхней и нижней по потоку);
 Δx — расстояние между скважинами;
 Δt — промежуток времени, за который произошло изменение уровня на величину $h_{2,s+1} - h_{2,s}$.

Применять это уравнение можно для зимних условий, когда нет инфильтрации атмосферных осадков или поливных вод, а дистилляция в зону аэрации весьма незначительна. Лучше всего это уравнение применять для условий глубокого залегания уровня грунтовых вод (>5 м) при отсутствии поливов, когда в этом случае испарение практически равно нулю.

Расчет коэффициента водоотдачи пород μ П. А. Киселев [1952] рекомендуем выполнять при помощи уравнения:

$$\mu = \frac{\Delta q_2 - \Delta q_1}{\Delta x \left(\frac{\Delta H_2}{\Delta t_2} - \frac{\Delta H_1}{\Delta t_1} \right)}, \quad (\text{III}, 32)$$

полученного из двух уравнений типа (III, 1), при условии, что питание грунтовых вод на данном участке в промежутки времени Δt_1 и Δt_2 постоянное, т. е. имеет место $\omega = \text{const}$.

В этом уравнении $\Delta q_1, \Delta q_2$ — разности между средними единичными расходами грунтового потока, поступающего и вытекающего из элемента потока за промежутки времени Δt_1 и Δt_2 ; $\Delta H_1, \Delta H_2$ — изменения уровня грунтовых вод в этом элементе (по средней скважине) за те же промежутки времени $\Delta t_1, \Delta t_2$; Δx — протяженность плоского элемента потока.

Наибольшую трудность представляет выбор таких промежутков времени Δt , в течение которых $\omega = \text{const}$.

Определить эти промежутки времени можно лишь путем последовательного вычисления μ по уравнению (III, 32) для отдельных Δt_1 и Δt_2 , взятых при подъеме или при спаде уровня. Критерием правильного выбора Δt_1 и Δt_2 , при которых $\omega = \text{const}$, является совпадение величин μ , вычисленных сначала для $\Delta t_1, \Delta t_2$, затем для Δt_2 и Δt_3 , идущих подряд в условиях плавного и однозначного изменения уровня в эти промежутки времени.

Г. Н. Каменский [1943] рекомендует определять μ по зимнему снижению уровня грунтовых вод, вызываемому естественным

стоком их в дрены. Считая для зимы $\omega=0$, он предлагает для этих условий использовать известные уравнения неустановившегося движения в конечных разностях.

Перейдем к рассмотрению способов, основанных на аналитических решениях дифференциальных уравнений.

Примем полуограниченный поток в однородном пласте (рис. 30). С одной стороны он ограничен водоемом, с которым

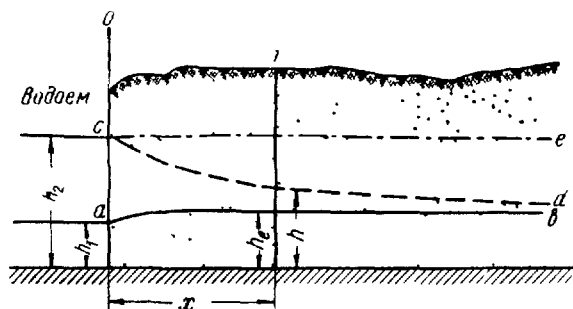


Рис. 30. Схема для расчета параметров полуограниченного водоносного пласта
 ab —депрессионная кривая для момента времени $t=0$; cd —то же для $0 < t < \infty$; ce —для $t=\infty$

гидравлически связан уровень грунтовых вод; в противоположную сторону поток простирается на очень большое расстояние.

Вместо водоема может быть выбрано любое начальное сечение в водоносном пласте, для которого должны быть известны так называемые граничные условия, аналогичные тем, которые мы ранее рассматривали на примере водоема.

По Н. Н. Веригину [1949], для однородного горизонтального полуограниченного пласта кривая депрессии в момент времени t может быть представлена уравнением (II, 24). Из этого уравнения можно определить коэффициент a . Последовательность расчета этого коэффициента такова:

1. По данным об уровнях в водоеме или крайней скважине выбирают начальное значение мощности потока в этом сечении, наблюдавшееся до последующего подъема горизонта воды, т. е. значение h_1 при $x=0$, и там же значение наибольшей мощности h_2 , отвечающей последующему моменту t после подъема уровня.

2. Для следующего сечения (скважины) n , находящегося на расстоянии x от водоема, также выбирают начальную мощность потока h_e , отвечающую начальному моменту $t=0$ и уровню в начальном сечении h_1 , а также значение мощности h в соответствующий момент времени t .

3. Подставив известные h_1 , h_2 , h_e , h в уравнение (II, 24), получают:

$$F_n(\lambda) = 1 - \Phi(\lambda) = \frac{h^2 - h_e^2}{h_2^2 - h_1^2}$$

или

$$\Phi(\lambda) = 1 - \frac{h^2 - h_e^2}{h_2^2 - h_1^2}. \quad (\text{III}, 33)$$

По известному значению $\Phi(\lambda)$ (из табл. 1) этой функции находят аргумент λ . Учитывая выражение для λ (II, 25), получают:

$$a = \frac{x^2}{4\lambda^2 t}. \quad (\text{III}, 34)$$

Пример

Дано: $h_1=100$ м, $h_2=103$ м, $h_e=101$ м, $h=102$ м, $x=200$, $t=1$ сутки. Определить $a = \frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$.

По уравнению (III, 33) имеем:

$$1 - \frac{102^2 - 101^2}{103^2 - 100^2} = 1 - 0,334 = 0,666 = \Phi(\lambda),$$

откуда $\lambda=0,684$

$$\text{или } a = \frac{200^2}{4 \cdot 0,684^2 \cdot 1} = 21\,400.$$

Если среднюю мощность водоносного горизонта принять ориентировочно:

$$h_{\text{ср}} \approx \frac{100 + 103 + 102}{3} \approx 102,$$

а коэффициент фильтрации был известен по данным опытных откачек, например, $k=12$ м/сутки, то осредненная величина недостатка насыщения составит:

$$\mu = \frac{kh_{\text{ср}}}{a} = \frac{12 \cdot 102}{21\,400} = 0,06.$$

Рассмотренный способ расчета коэффициента a основывается на допущении того, что изменение уровня в начальном сечении или на урезе реки происходит мгновенно.

Для двухслойной толщи водоносных пород при малом различии водопроницаемости пластов, по Н. Н. Веригину, расчет коэффициента $a = \frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$ аналогичен рассмотренному. При этом вместо величин h_e , h_2 и h_1 принимают в расчет:

$$\left. \begin{aligned} \bar{h}_e &= h_e + m(\sigma - 1), \\ \bar{h}_2 &= h_2 + m(\sigma - 1), \\ \bar{h}_1 &= h_1 + m(\sigma - 1). \end{aligned} \right\} \quad (\text{III}, 35)$$

Вместо уравнения (III, 33) применяют:

$$\Phi(\lambda) = 1 - \frac{[h + m(\sigma - 1)]^2 - \bar{h}_e^2}{\bar{h}_2^2 - \bar{h}_1^2} \quad (\text{III, 36})$$

где m — мощность нижнего пласта с горизонтальной кровлей и подошвой;

$\sigma = \frac{k_2}{k_1}$, k_1 — коэффициент фильтрации верхнего менее проницаемого пласта;
 k_2 — коэффициент фильтрации нижнего более проницаемого пласта.

В своей работе Н. Н. Веригин и В. М. Шестаков [1954] приводят расчетные уравнения и для других более сложных условий движения грунтовых вод, которые позволяют вычислять параметр a , исходя из наблюдавшихся уровней грунтовых вод в различных сечениях потока.

Так, например, для потока ограниченной длины при двухслойном строении водоносного пласта с нерезкой сменой водопроницаемости вместо $F_n(\lambda)$ в уравнении (II, 24) подставляется $F_0\left(\tau; \frac{x}{L}\right)$ и в правой части того же уравнения добавляется — $m(\sigma - 1)$. Причем $\tau = \frac{at}{L^2}$, где L — длина потока (между двумя водотоками, дренирующими поток); $\left(\tau; \frac{x}{L}\right)$ отыскивается с помощью графика (см. рис. 10), позволяющего найти функцию $S\left(\tau \frac{x}{L}\right)$, и вычитания последней из значения $\frac{L-x}{L}$.

Вместо \bar{h}_e , \bar{h}_2 , \bar{h}_1 по уравнению (III, 35) принимаются величины \bar{h}_e , \bar{h}_2 , \bar{h}_1 , остальные обозначения и порядок расчета коэффициента a остаются без изменения.

Для однородной водоносной толщи в условиях растекания бугра грунтовых вод на массиве орошения, по П. Я. Полубариновой-Кочиной, коэффициент a может быть определен по следующей формуле:

$$2 \frac{H(x,t) - H_0}{H_1 - H_0} = \Phi\left(\frac{t-x}{2\sqrt{at}}\right) + \Phi\left(\frac{t+x}{2\sqrt{at}}\right) = \psi(a). \quad (\text{III, 37})$$

Заметим, что это уравнение действительно при допущении прямоугольной формы в разрезе начального зеркала грунтовых вод и отсутствии испарения этих вод при растекании, т. е. при $u=0$. При этом поливной участок — полосообразной формы, водоупор горизонтальный.

Для расчета $a = \frac{k h_{cp}}{\mu}$ необходимо иметь:

а) уровень грунтовых вод в центральной части орошаемого массива вскоре после окончания полива H_1 ;

б) уровень этих вод на периферии массива H_0 , где он должен быть несколько ниже, чем в центре;

в) уровень грунтовых вод в данной точке $H(x, t)$, находящейся на расстоянии x от оси поливной полосы, для момента времени t после окончания полива;

г) ширину поливной полосы $2l$.

После подстановки известных значений величин в левую часть равенства (III, 37) получают значение $\psi(a)$. Затем строят график этой функции, задаваясь различными значениями a . По этому графику и ранее вычисленной функции $\psi(a)$ находят $a = \frac{k h_{cp}}{\mu}$.

Пример

Дано: $x = 23$ м, $H_1 = 36,40$ м, $H_0 = 35,98$ м, $H(x, t) = 36,05$ м, $l = 93$ м, $t = 2$ суток.

На основании этих данных:

$$\psi(a) = 2 \frac{H(x, t) - H_0}{H_1 - H_0} = 2 \frac{36,05 - 35,98}{36,4 - 35,98} = 0,332$$

Таблица 5

Вычисление функции * $\psi(a)$

a	$\frac{l-x}{2\sqrt{at}}$	$\Phi\left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}}\right)$	$\frac{l+x}{2\sqrt{at}}$	$\Phi\left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}}\right)$	$\psi(a)$
10 000	0,248	0,2735	0,412	0,4395	0,7130
22 500	0,165	0,1840	0,264	0,3010	0,4850
25 600	0,155	0,1730	0,254	0,2797	0,4527
40 000	0,124	0,1389	0,205	0,2280	0,3669
55 000	0,105	0,1180	0,175	0,1950	0,3130

Из этой таблицы следует, что для $\psi(a) = 0,332$ соответствующее значение a равно $\approx 49\,700$.

Отсюда легко определить среднюю расчетную мощность грунтового потока, если известны коэффициенты фильтрации k и водоотдача водоносных пород μ . Так, если $a = 49\,700$, $\mu = 0,1$;

$$k = 15 \text{ м/сутки, то } h_{cp} = \frac{a \mu}{k} \approx \frac{49\,700 \cdot 0,1}{15} \approx 330 \text{ м}$$

Определение расчетной мощности грунтового потока

Часто для условий фильтрации воды в однородной толще пород бывает неизвестно положение водоупора, следовательно, возникает затруднение в определении мощности потока.

Тогда, допуская, что на протяжении створа из 4 наблюдательных скважин (рис. 31) питание грунтовых вод w остается

постоянным, можно получить следующую расчетную формулу для ориентировочного определения средней мощности грунтового потока h_m .

Для первого элемента потока, ограниченного средними линиями, проведенными между сечениями 1, 2, 3, согласно уравнению (III, 1) можно написать:

$$\mu \frac{\Delta H_1}{\Delta t} = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega_1} + w.$$

Для смежного с ним второго элемента потока между серединами интервалов скважин 2—3 и 3—4 действительно уравнение:

$$\mu \frac{\Delta H_2}{\Delta t} = \frac{Q_2 - Q_3}{\omega_2} + w, \quad (\text{III, 38})$$

где $\Delta H_1, \Delta H_2$ — изменения уровня воды в средних скважинах 2 и 3 за один и тот же промежуток времени Δt ;

Q_1, Q_2, Q_3 — расходы воды, проходящей через средние сечения;

ω_1, ω_2 — площади горизонтальных проекций первого и второго элементов потока.

Вычитая из первого уравнения второе, получим:

$$-\frac{\mu}{\Delta t} (\Delta H_1 - \Delta H_2) = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega_1} - \frac{Q_2 - Q_3}{\omega_2}. \quad (\text{III, 39})$$

Расходы воды можно выразить в виде:

$$\left. \begin{aligned} Q_1 &= kh_m a I_{1-2}, \\ Q_2 &= kh_m b I_{2-3}, \\ Q_3 &= kh_m c I_{3-4}, \end{aligned} \right\} \quad (\text{III, 40})$$

где a, b, c , — ширина потока в соответствующих сечениях;

$I_{1-2}, I_{2-3}, I_{3-4}$ — средние уклоны зеркала воды на средний момент $s+1$ данного промежутка времени между скважинами 1—2, 2—3 и 3—4;

h_m — средняя мощность грунтового потока.

Подставив выражения Q_1, Q_2, Q_3 в уравнение (III, 39) и выполнив преобразования, будем иметь:

$$h_m = \frac{\mu (\Delta H_1 - \Delta H_2)}{k \Delta t \left(\frac{a I_{1-2} - b I_{2-3}}{\omega_1} - \frac{b I_{2-3} - c I_{3-4}}{\omega_2} \right)}. \quad (\text{III, 41})$$

При плоском потоке грунтовых вод и одинаковых расстояниях между скважинами $\omega_1 = \omega_2 = \Delta x$; $a = b = c = 1$ вместо уравнения (III, 41) будет действительно уравнение:

$$h_m = \frac{\mu \Delta x (\Delta H_1 - \Delta H_2)}{k \Delta t (I_{1-2} - 2 I_{2-3} + I_{3-4})}. \quad (\text{III, 42})$$

По данным средней мощности потока h_m и средних отметок зеркала грунтовых вод вычисляют отметку водоупора, которую и принимают в расчет при последующих вычислениях величины инфильтрации w .

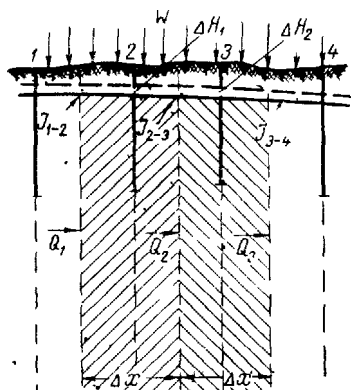


Рис. 31. Два смежных элемента потока при неизвестном положении водоупора

Следует заметить, что указанное выше допущение постоянства инфильтрационного питания или испарения грунтовых вод может быть принято лишь при одинаковой глубине до воды вдоль створа и более менее однородном строении зоны аэрации. Для применения уравнения (III, 42) требуется весьма точное нивелирование устьев скважин и точный замер уровней в самих скважинах. В противном случае расчет по этой формуле будет неточен.

§ 5. Основные требования, предъявляемые к расположению наблюдательных скважин

Рассмотренные выше рекомендации по анализу режима грунтовых вод и определению величины питания (§ 1, глава III), должны применяться с учетом конкретных гидрогеологических условий. В частности, расчет питания производится по фактическим наблюдениям за уровнем воды в скважинах. Расположение этих скважин на местности должно строго отвечать естественным условиям движения вод. В связи с этим система наблюдательных скважин будет зависеть во многом от того, с каким потоком мы имеем дело: одномерным или двухмерным.

Подходя к расположению наблюдательных скважин с общими требованиями, предусматривающими возможность решения различных вопросов режима и динамики грунтовых вод, необходимо иметь в виду следующее:

1. Наблюдательная сеть должна наиболее полно отображать положение зеркала грунтовых вод (его форму, высоту, главные и второстепенные направления движения вод), что важно не только для расчета инфильтрационного питания, но и для составления карты гидроизогипс, с которой снимаются исходные отметки уровней, например, по квадратной сетке (так называемое начальное условие для прогноза).

2. Наблюдательные скважины по возможности должны располагаться в створах, совпадающих с главным направлением движения вод, что необходимо для непосредственного использо-

вания данных наблюдений в расчетах питания по наиболее простым зависимостям. При сложной форме зеркала грунтовых вод расположение скважин должно позволять применение методов решения двумерных задач.

3. Часть наблюдательных скважин должна отражать гидравлическую связь вод поверхностных водотоков с грунтовыми водами и по возможности быть в местах предстоящего изменения горизонтов воды, т. е. чтобы эти скважины в дальнейшем могли отразить граничные условия (определенный график предстоящего изменения уровня вод или уклонов потока, которые могут возникнуть при переустройстве ирригационных систем).

На больших территориях с неоднородными геоморфологическими и гидрогеологическими условиями (например, предгорные области, аллювиально-дельтовые равнины и т. д.) сеть наблюдательных скважин может подразделяться на региональную и специальную.

Региональная сеть включает в себя поперечники скважин весьма большой протяженности, которые располагаются по региональному уклону местности (например, от вершины конусов выноса вдоль конуса к его основанию) и пересекают различные геоморфологические элементы. Заложенные в этих местах наблюдательные скважины позволяют изучить различные типы режима вод, а при наличии на каждом элементе рельефа не менее трех скважин по потоку—определить величину питания грунтовых вод.

Для иллюстрации сказанного на рис. 32, показано схематическое размещение таких региональных створов, которые в соответствии с радиальностью потока на конусе выноса расположены по расходящимся направлениям. Как следует из условий расчета радиального потока, требуется определение ширины его в различных пунктах, для чего закладываются дополнительные скважины между створами.

При помощи подобной сети скважин, которые не должны располагаться около рек или каналов, могущих исказить естественную форму зеркала вод, рассчитываются в первом приближении средние величины инфильтрации и испарения, отнесенные к большим площадям и различным геоморфологическим элементам. Для этих элементов дается и количественная оценка подземного стока (§ 1, глава III).

Протяженность региональных створов скважин может составлять несколько десятков километров, расстояния между скважинами — от одного до нескольких километров

Специальная сеть скважин состоит из систем коротких поперечников, протягивающихся под прямым углом к открытым водотокам (каналам, рекам, водохранилищам, дренам и т. д.). На орошаемых и неорошаемых площадях поперечники располагаются также по направлению движения грунтовых вод. Заложению этой наблюдательной сети на местности должно предше-

ствовать детальное гидрогеологическое изучение района, включая составление хотя бы схематических карт гидроизогипс. К этой же категории сети относятся групповые наблюдательные пункты (скважины), позволяющие произвести расчет питания грунтового потока по уравнениям двухмерного движения.

Назначение специальной сети скважин сводится к детальному исследованию динамики и элементов баланса подземных вод в различных условиях их движения и связи с поверхностными водотоками.

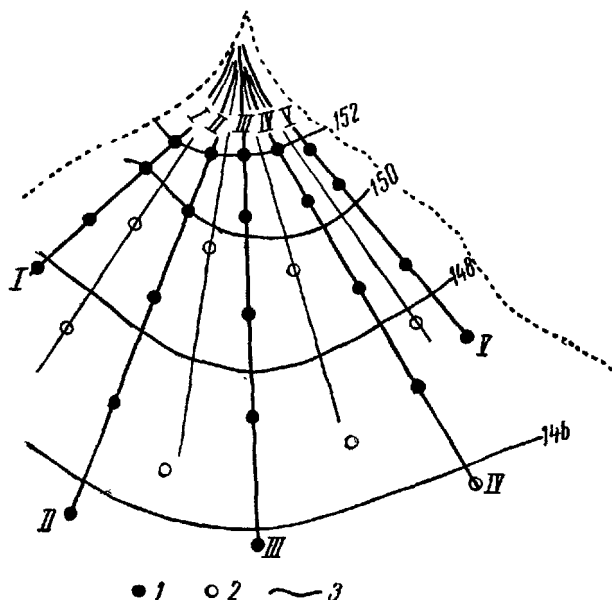


Рис. 32. Расположение региональных наблюдательных скважин на конусе выноса

1—наблюдательная скважина, расположенная в створе; 2—то же вне створа; 3—гидроизогипсы

Рассмотрим, например, орошаемый массив (рис. 33) площадью около 300 га, ограниченный с боков распределительным каналом и оросителями.

Прежде всего заметим, что для этого и рядом расположенного неорошаемого массивов по результатам наблюдений за режимом грунтовых вод должен быть составлен баланс грунтовых вод. Поэтому наблюдательная сеть располагается как на первом, так и на втором массивах.

На первом из них выделяется участок I с одномерным движением вод, которое позволяет ограничиться одним створом II—II, проведенным по движению потока. Второй участок с расходящимся потоком для изучения требует, помимо основного створа скважин III—III, направленного по движению потока, заложения

одиночных скважин, например 23—26, которые нужны для построения карты гидроизогипс и уточнения ширины потока.

Наконец, третий участок III с бугром грунтовых вод, где происходит растекание их во все стороны, подлежит изучению системой групповых наблюдательных скважин, например 1—5 и 6—10. Эти две группы скважин позволяют применить уравнения двумерного движения вод для расчета инфильтрационного питания.

Расстояния между скважинами составляют несколько сот метров, иногда снижаются до 150—250 м. Обычно около водотоков

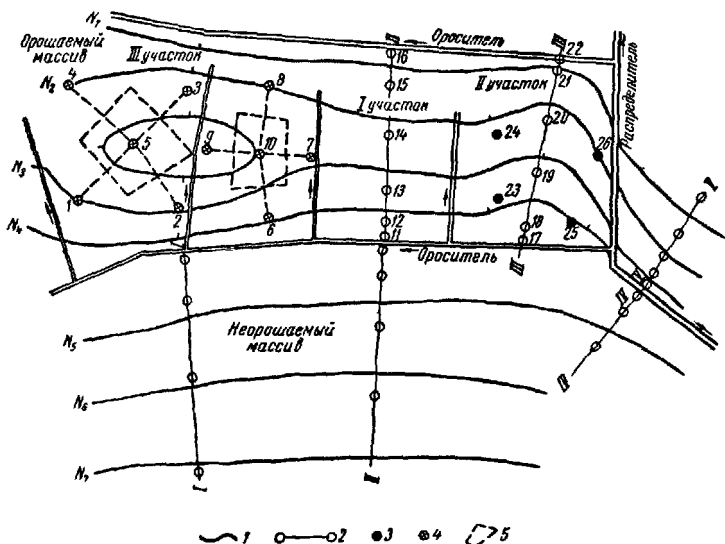


Рис. 33. Расположение сети наблюдательных скважин на массиве орошения

1—гидроизогипсы; 2—створ наблюдательных скважин, 3—одиночная скважина; 4—скважина, входящая в группу для расчета двумерного потока 5—элемент потока

первая скважина закладывается около уреза воды, вторая и третья в 15—50 м от канала. Короткие створы к каналам, как и другие, располагаются по возможности вдоль по потоку грунтовых вод. Сгущение скважин около поверхностных водотоков важно для исследования гидравлической связи поверхностных и подземных вод.

Если с изучаемым орошаемым массивом граничит неорошаемый, то в пределах последнего часть наблюдательных створов продолжается с орошаемого массива. В этом случае расстояния между скважинами выбираются несколько большими (до нескольких сот метров) так как уклоны потока здесь значительно меньшие.

На этих примерах показана зависимость расположения наблюдательных скважин от формы зеркала грунтового потока и наличия или отсутствия поверхностных водотоков.

Вместе с этим следует учитывать и состав сельскохозяйственных культур, которые предопределяют разный расход грунтовых вод на транспирацию. По возможности стремятся к тому, чтобы в пределах расчетного элемента потока (между серединами двух смежных интервалов соседних скважин) была в данном году одна и та же культура. Это позволяет увязать расчетные элементы баланса грунтовых вод ($w_1, u, \frac{\Delta Q}{\omega}$) с составом сельскохозяйственных культур.

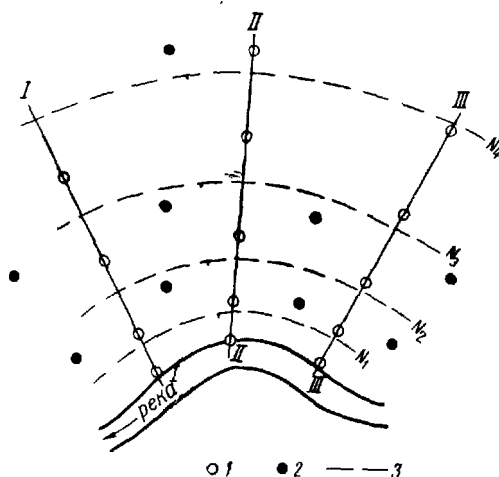


Рис. 34. Расположение створов наблюдательных скважин против излучины реки
1—наблюдательные скважины, расположенные на створах; 2—то же, вне створов; 3—гидроизогипсы

Однако если этого достичь не удастся, т. е. на протяжении какого-либо створа сельскохозяйственные культуры различны, то необходимо при расположении створов учитывать состав культур (и их посевные площади), КЗИ, нормы полива и фактический режим орошения по каждой культуре.

На пересечениях створов с каналами оборудуются водомерные посты для наблюдения за горизонтом поверхностной воды, а в ряде случаев — за расходом.

В качестве иллюстрации рассмотренных принципов размещения наблюдательных скважин могут служить также рис. 34 и 35. На первом из них представлена излучина реки, обуславливающая радиальность грунтового потока (сходящегося в плане). На втором — междуречье с подпертым плотиной верхним бьефом реки. Здесь показаны условия одномерного (левая половина рисунка) и двухмерного (правая часть рисунка) движения.

Расчетные створы наблюдательных скважин совпадают с направлением движения грунтовых вод. При этом в условиях одно-

мерного движения по каждому створу (AA , BB , CC) возможен независимый от других створов расчет инфильтрационного питания. В условиях двумерного потока для расчета питания требуются внестворные скважины, используемые, в частности, для определения ширины потока.

На рис. 35 для примера разбита расчетная сетка квадратов, в углах которых размещаются расчетные точки с известным (по карте) распределением уровней. По этим точкам сетки выполняется расчетный прогноз уровня (§ 2, глава II).

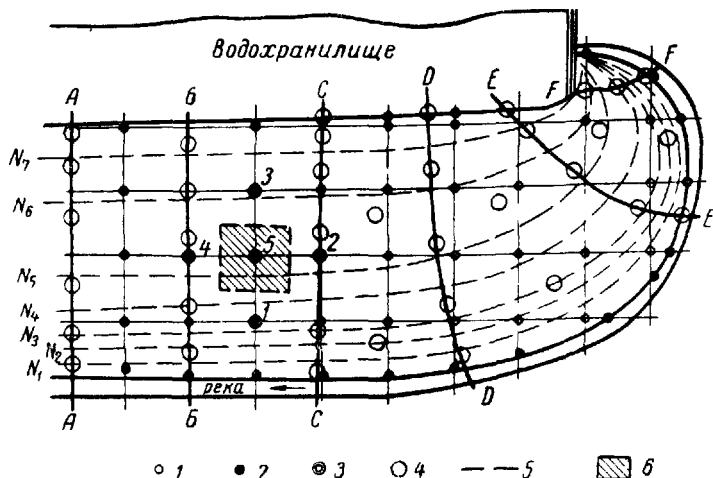


Рис. 35. Расположение наблюдательных скважин на междуречье

1—расчетная точка, данные которой используются в качестве начальных условий; 2—расчетная точка, данные которой используются в качестве граничных условий; 3—расчетная точка, выделенная в качестве примера для расчета уровней грунтовых вод по методу конечных разностей; 4—наблюдательная скважина; 5—гидронзогипсы; 6—элемент потока

Не менее важным является вопрос о глубине заложения фильтров наблюдательных скважин, особенно в условиях слоистых толщ водоносных пород или при наличии вод разной плотности.

Как уже указывалось (§ 1, глава III), при двухслойном строении водоносного горизонта фильтры наблюдательных скважин закладываются в верхнем и нижнем водоносных пластах: в верхнем — недалеко от зеркала воды (с учетом многолетних колебаний уровня), а в нижнем — около его кровли. Такие скважины попарно размещаются вдоль расчетных створов, совпадающих с направлением потока.

При закладке опорных наблюдательных створов в орошаемом оазисе следует избегать расположения скважин вблизи ирригационных каналов, так как последние могут замаскировать естественный ход колебания уровня.

На региональных створах отдельно стоящие скважины должны быть удалены от оросительных и распределительных каналов примерно на 150—200 м.

Исследование гидравлической связи этих каналов с грунтовым потоком выполняется с помощью коротких поперечников наблюдательных скважин, которые должны быть нормальны к каналам. Эти скважины составляют специальную сеть наблюдательных пунктов, о которой говорилось выше.

Вся наблюдательная сеть увязывается в плановом и высотном отношениях.

ГЛАВА IV

ПРИМЕРЫ ПРОГНОЗА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

§ 1. Расчет баланса грунтовых вод и понижения уровней при сокращении водоподачи

Рассмотрим подсчет баланса грунтовых вод и прогноз изменения уровней на одном орошаемом массиве, на котором в 1951 г. выращивалась люцерна.

Территория орошаемого массива относится к пролювиально-аллювиальной равнине, располагающейся в одной из предгорных впадин.

До проведения орошения на этой территории отмечалось значительное погружение грунтовых вод на 15 и более метров.

В связи с орошением земель грунтовые воды испытали подъем, достигнув 2—3 м глубины от дневной поверхности.

Водоносные породы представлены пролювиально-аллювиальными суглинками с прослоями супесей и тонкозернистых глинистых песков (рис. 36).

По данным глубокого бурения установлено, что на глубине 40—45 м залегает толща (более 10 м) плотных суглинков и глин аллювиального происхождения, которые могут быть приняты за водоупор первого от поверхности водоносного горизонта. Поверочный расчет по уравнению (III, 42), исходя из данных наблюдений над уровнем воды, показал примерно ту же среднюю мощность потока.

Наличие водоупорной толщи глин в основании свободного водоносного горизонта обеспечивает надежную его изоляцию от нижележащих водоносных горизонтов.

Отток грунтовых вод ввиду нерасчлененности рельефа местности и низкой водопроницаемости пород крайне затруднен; он может иметь некоторое значение только при проведении искусственных дренажно-сбросных каналов.

При интенсивном орошении для этой местности очень вредны переполив, приводящие к накоплению грунтовых вод за счет инфильтрации оросительной воды.

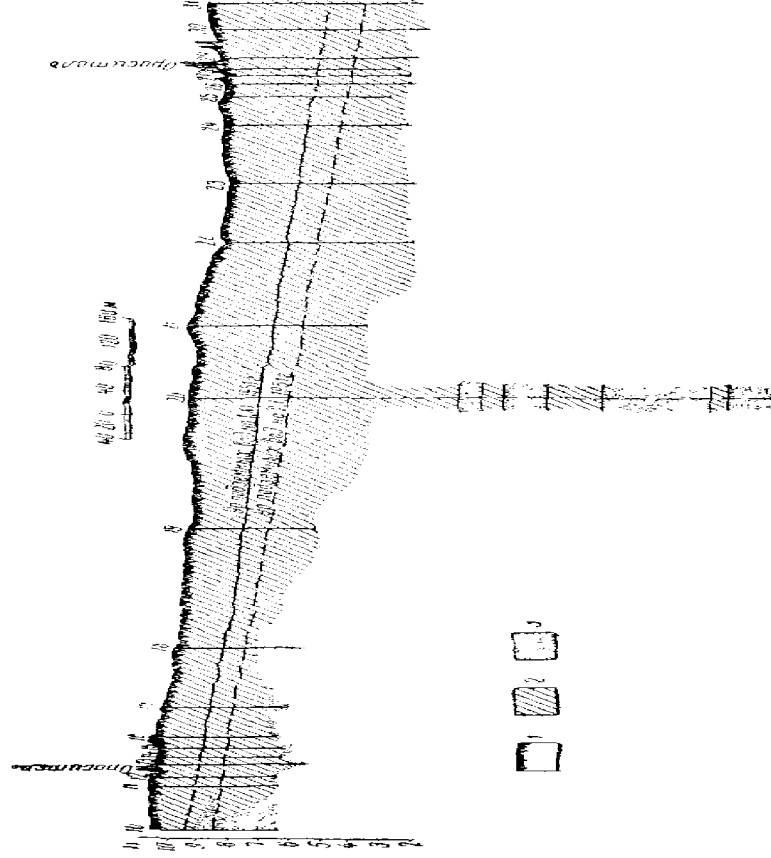


Рис. 36. Гидрогеологический профиль через орошаемый опытный участок
 1 - плодородный слой, 2 - суглинок элювиальный, 3 - песок мелководный

Сравнительное сопоставление уровней грунтовых вод на балансовом участке на разные моменты при различном удалении от оросителей показало (рис. 37), что колебание зеркала грунтовых вод около оросителей почти не зависит от положения горизонта воды в поверхностных водотоках. Уклоны кривых депрессий грунтовых вод в значительном удалении от оросителя почти не отличаются от уклонов вблизи оросителя. Причиной этого является заиленность смоченного сечения оросительных каналов, предопределяющая малые размеры фильтрационных потерь.

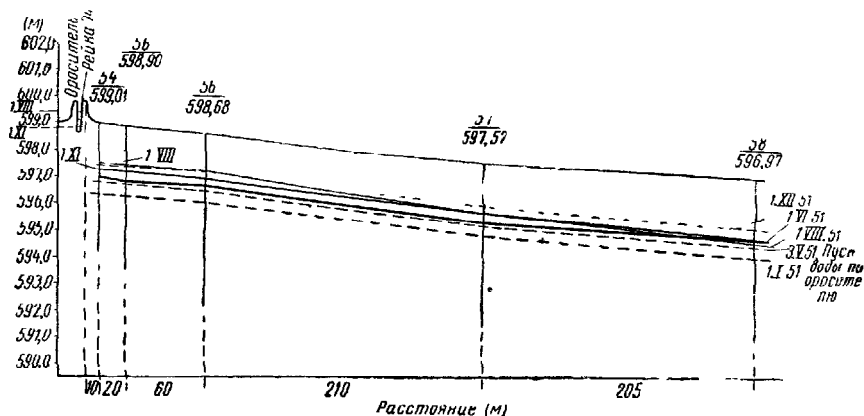


Рис. 37. Кривые депрессии грунтовых вод по створу наблюдательных скважин, нормальному к оросителю

Опытный участок, находящийся на указанной территории, имеет площадь 200 га (рис. 38).

Наблюдательные скважины располагаются по пяти поперечникам, пересекающим балансовый участок с севера на юг. Большинство этих створов отклоняется от естественного направления движения вод.

По данным нескольких опытных откачек определен средний коэффициент фильтрации водоносной толщи $k_{cp}=0,42$ м/сутки. Водоотдача водоносных пород оказалась близкой к недостатку насыщения: $\mu=0,04$. Предельная полевая влагемкость определялась на нескольких заливных площадках и в среднем составила 39% (объемных), объемный вес скелета грунта $\delta=1,5$, полная влагемкость $n=43\%$.

На основании наблюдений над колебанием уровня грунтовых вод выполнен расчет баланса для 1951 г. При этом использованы скважины 18, 19, 2, 5, 14, 40, 56, 57 и 58. С учетом расположения скважин на плане были построены соответствующие элементы потока (рис. 38) площадью по 10—12 га, которые в дальнейшем именуются элементарными участками.

Для двух таких участков, на которых размещались первые шесть скважин, применялись уравнения (III, 11) и (III, 1), так

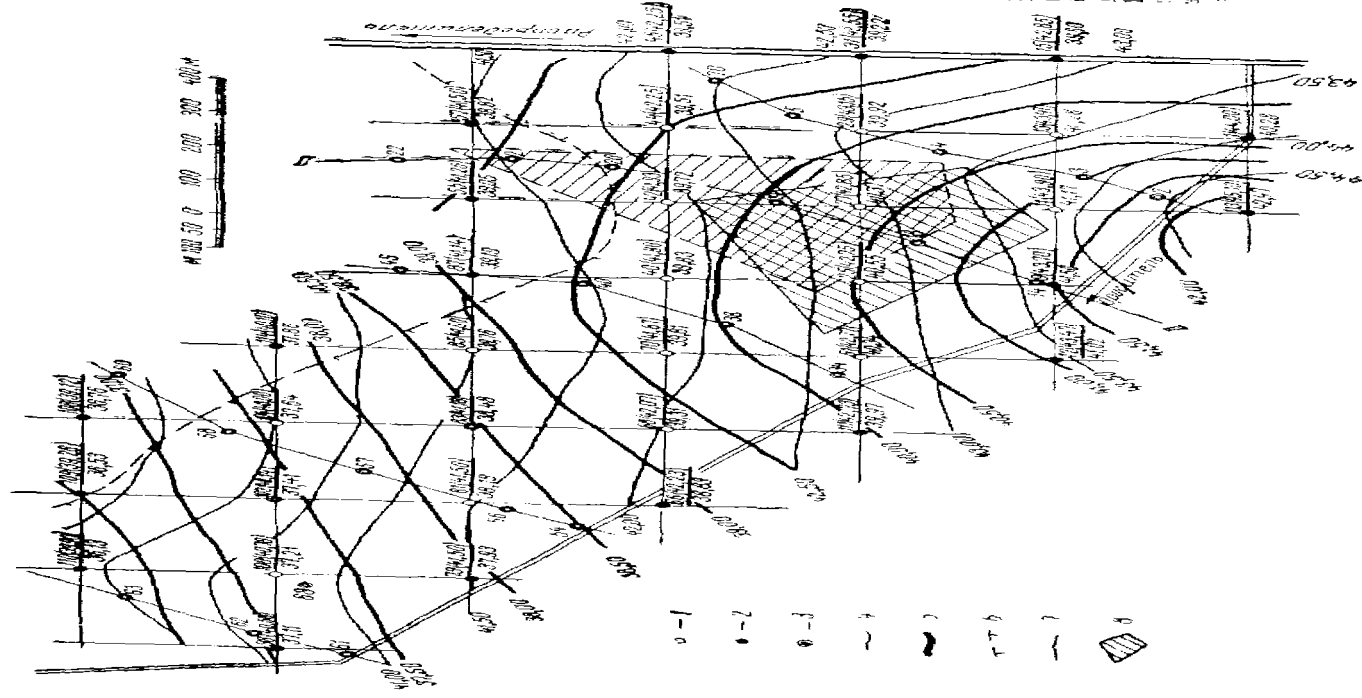
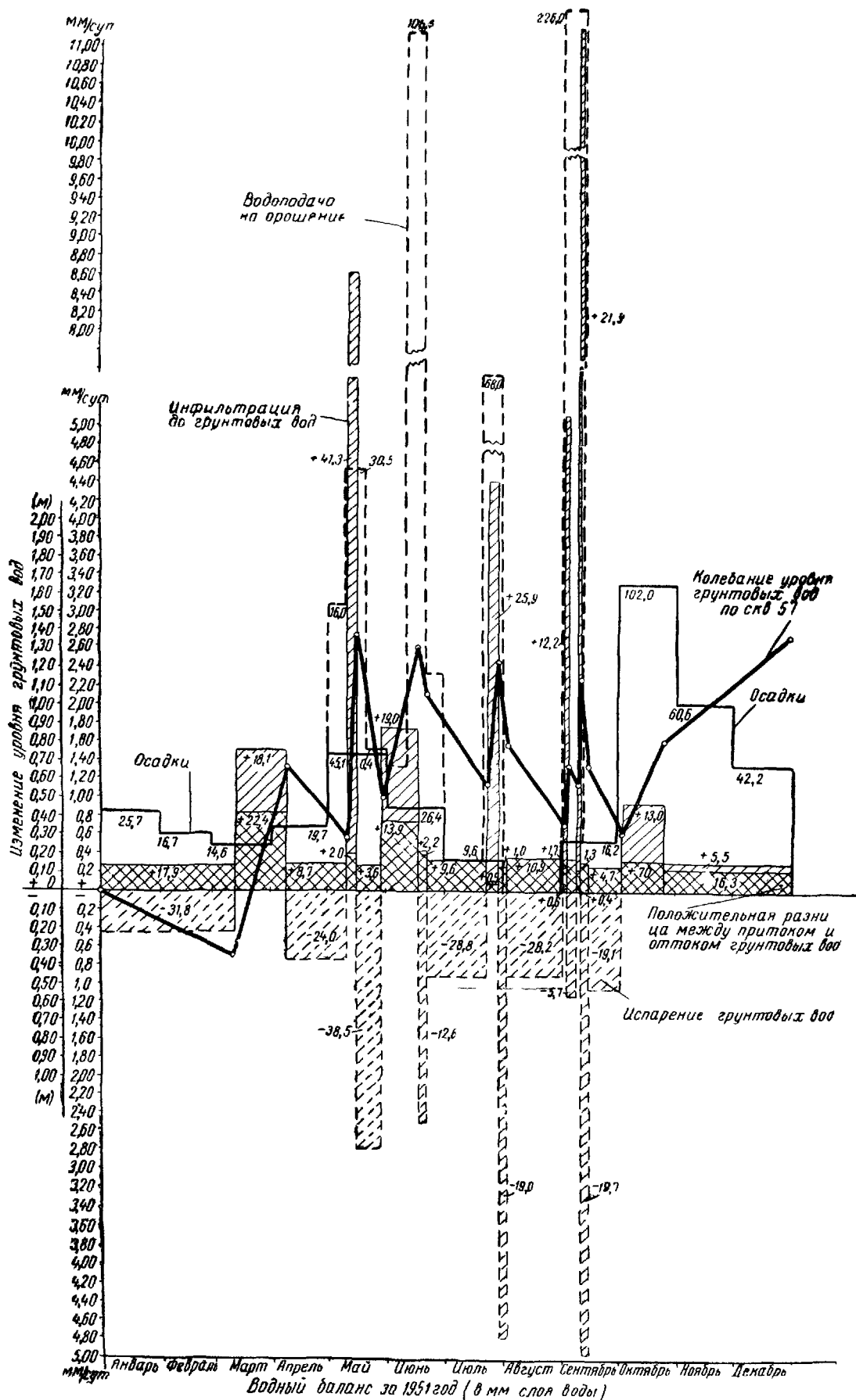


Рис. 38. Схематический
поперечный разрез
плотины на массиве

1 — расчетная точка в массиве
2 — точка в склоне — пере-
сечение границ, на 1:1 1:1 и,
в зависимости — предельный
уровень по проекту; 3 — водо-
носная точка, отделе-
ная границей условия; 4 — че-
ловеческая связь; 5 — че-
ловеческая связь; 6 — че-
ловеческая связь; 7 — граница
условия; 8 — граница условия



Осадки	Приток отток поверх. вод	Изменения запаса влаги в зоне аэра- ции	Изменения запаса влаги в зоне кон- денсации	Суммарное изменение уровня грунт. вод	Изменение уровня грунт. вод	Баланс грунт. вод	Приток отток грунт. вод	Изменения запаса грунт. вод
№1	Q _в	Δ ₁	Δ ₂	(V-Π)Δt	ΔH (м)	ΣWat	Σ _г Wat	ΔH
380,6	466,5	—	—	917,6	+1,38	-70,5	+124,7	+54,2

Рис. 39. Динамика элементов баланса грунтовых вод, водоподачи и осадков за 1951 г. (цифры-элементы баланса в мм слоя воды)

как они располагались на произвольных расстояниях, а для участка последних трех скважин—уравнение (III, 3).

В данном примере мы ограничиваемся расчетом баланса по трем элементарным участкам; при этом для прогноза принимаем результаты такого расчета по одному из участков (район скважин 56, 57, 58). При наличии же достаточных исходных данных аналогичные расчеты следовало бы выполнить для всего балансового участка. Полученные из этих расчетов элементы баланса тогда пришлось бы осереднить для всей площади.

Расчет инфильтрационного питания грунтовых вод и их баланса сведен в табл. I—VI (см. приложения).

При этом расчете промежутки времени Δt выбирались с учетом начала и конца подъемов или спада уровня, вызванных инфильтрацией и испарением. Всего таких промежутков было от 13 до 18.

Для расчета средней мощности потока по уравнению (III, 42) использованы соответствующие исходные данные для места расположения скважин 56, 57, 58: $\mu=0,04$, $\Delta x=200$ м, $I_{1-2}=0,0025$, $I_{2-3}=0,0045$, $I_{3-4}=0,005$. Уклоны грунтового потока соответственно между выбранными точками 1—2, 2—3, 3—4 взяты по карте гидроизогипс на 1/XI 1951 г., $k=0,42$ м/сутки, $\Delta t=45$ суток (промежутков времени между 13/X и 27/XI 1951 г.); изменения уровня воды в точках 2 (скв. 56), 3 (скв. 57) соответственно равны $\Delta H_1=+0,41$ м, $\Delta H_2=0,56$ м.

Подстановка этих величин в уравнение (III, 42) дает:

$$h_m = \frac{0,04 \cdot 200(0,41 - 0,56)}{0,42 \cdot 45(0,0025 - 2 \cdot 0,0045 + 0,005)} = 42 \text{ м}$$

Результаты расчета баланса грунтовых вод представлены на графике динамики элементов баланса (рис. 39), на котором также показаны водоподача на орошение и атмосферные осадки.

Количество воды, поданной на орошение, учитывалось по водосливам, установленным на временных оросителях. По одному из них вода подавалась на участок расположения скважин 56, 57 и 58.

На основании полученных значений элементов баланса грунтовых вод, данных о водоподаче и осадках по уравнению (I, 1) определен расход воды на суммарное испарение с дневной поверхности за вычетом конденсации ($V-Z_k$). Эта величина оказалась равной 917,6 мм/год.

Следует заметить, что из-за отсутствия данных об изменении влагозапасов на дневной поверхности D_1 и в зоне аэрации D_2 эти величины условно приняты равными нулю.

Сопоставление водных балансов за 1951 г. для отдельных участков орошаемого массива приведено в табл. VII (см. приложения).

Для сравнения величины инфильтрации $w\Delta t$ с водоподачей на орошение, осадками и испарением грунтовых вод может служить табл. 6.

Сравнение основных элементов водного баланса по месяцам 1951 г.
для участка скважин 56, 57, 58 в м.м.

Наименование	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1. Осадки M	25,7	16,7	14,6	19,7	45,1	20,4	9,6	0	16,2	102,0	60,6	42,2	380,6
2. Водоподача U_n	—	—	—	—	48,9	125,5	68,0	—	226,1	—	—	—	466,5
3. Инфильтрация воды до зеркала грунтовых вод Φ_1, A :	—	—	—	18,1	41,3	19,0	28,9	—	34,1	130,7	5,5	—	186,9
4. Испарение грунтовых вод и ΔU	31,8	—	—	62,5	—	12,6	28,8	47,2	44,5	—	—	—	227,4
5. Относительная величина ин- фильтрации в % от водоподачи и осадков	—	31,8	—	—	45,0	12,5	38,2	—	16,1	12,6	5,3	—	18,5

Из анализа баланса грунтовых вод за 1951 г. можно сделать следующие выводы.

1. В течение 1951 г. на орошаемом массиве накопление запасов грунтовых вод происходило преимущественно за счет превышения подземного притока над оттоком, составившее разную величину для отдельных участков: около скважины 57 — 124,7 мм, скважины 18 — 41,1 мм, в районе скважины 19 — 71,9 мм.

Испарение грунтовых вод по большинству расчетных участков превышало инфильтрацию поливных вод и осадков. Однако из-за подземного притока к концу года баланс грунтовых вод был положительным и достигал +62 мм/год.

2. С удалением от группового оросителя в глубь участка увеличивается превышение подземного притока над оттоком грунтовых вод, что указывает на резкое замедление подземного стока в этом направлении.

3. В формировании подземного притока на участок участвуют в известной мере потери воды на фильтрацию из оросителя (7—8%) и преимущественно подток грунтовых вод из-за пределов балансового участка (92%).

4. Предполивной период с января по апрель характеризуется накоплением запасов грунтовых вод (около 30 мм), происходящим на 33% за счет инфильтрации осадков и на 66% за счет подземного притока. Инфильтрация осадков в марте не превышает 32% их суммы за январь—март.

5. В апреле и мае благодаря значительному испарению грунтовых вод (например, в районе скважины 57 — 62,5 мм), превышающему инфильтрацию поливных вод и осадков (41,3 мм), имевшая место положительная разница между притоком и оттоком грунтовых вод не смогла привести к существенным изменениям в положении зеркала воды.

Первый полив в мае вызывает инфильтрацию оросительных вод, достигающих зеркала грунтовых вод, до 40—45% водоподачи.

6. Полив в июне приводит к накоплению запасов грунтовых вод до 30 мм.

Сравнивая величины инфильтрации оросительных вод по отдельным участкам и считая эту инфильтрацию прямым следствием переполива, оцениваем последний для этого месяца и участка скважин 56, 57, 58 в размере 13%, для участка скважин 18, 19 — 28% водоподачи.

7. В июле полив проводился в последней декаде; инфильтрация до зеркала грунтовых вод, вызванная поливом, составила 38% водоподачи.

8. В августе отмечалось испарение грунтовых вод и снижение их запасов.

Большая водоподача в сентябре (226,1 мм) привела к инфильтрации поливных вод в размере 15% количества поданной

воды, с чем был связан подъем уровня грунтовых вод до 0,6 м.

9. Последующие месяцы (X—XII) характеризовались накоплением запасов грунтовых вод за счет просачивания жидких осадков и подземного притока; удельная роль каждого из них в этот период была одинаковой.

По данным указанных величин инфильтрации оросительных вод, достигающих грунтовой поток, можно прийти к практическому выводу о целесообразности некоторого сокращения водоподачи с целью ликвидировать переполив, приводящий к вредному накоплению запасов грунтовых вод, с которым могут быть связаны заболачивание и вторичное засоление почв.

Ниже мы покажем сокращение водоподачи за счет снижения переполива и новый график динамики питания грунтовых вод, соответствующий более рациональному режиму орошения.

Эту динамику питания примем в качестве условия для решения задачи о прогнозе изменения уровней на будущее, допуская, что со следующего года будет введен новый режим поливов¹.

Для этого вначале учтем месячные суммы положительного и отрицательного питания грунтовых вод (рис. 40). После алгебраического сложения их и деления полученных сумм на число дней в месяце находим среднemesячные величины результирующего питания грунтовых вод. При этом пользование осредненными за месяц величинами питания допустимо при условии, что они будут использованы лишь для определения ΔH за соответствующий месячный срок.

Для получения новых, более рациональных поливных норм в данном примере примем следующее сокращение фактической водоподачи 1951 г. (рис. 40, табл. 6а).

Таблица 6а

Сокращение фактических поливных норм

<div> <div>Месяц</div> <div>Наименование</div> </div>	V	VI	VII	IX	Всего
Сокращение водоподачи					
в мм	23,5	19,0	13,0	34,1	89,6
То же, в %	50	15	19	15	20

Сроки поливов, их продолжительность оставляем без изменений. При этом остаются прежними и величины испарения грунтовых вод, которое происходит в межполивные периоды. Исключение составляет август и сентябрь, для которых интен-

¹ Сокращение водоподачи, принятое для иллюстративного примера последующих расчетов, не увязано с динамикой солей, которая должна учитываться особо.

сивность испарения заранее уменьшается в четыре раза с учетом того, что к этому времени при новом режиме орошения должен снизиться уровень грунтовых вод.

Такое снижение абсолютной величины испарения мы приняли согласно предварительному расчетному прогнозу, по кото-

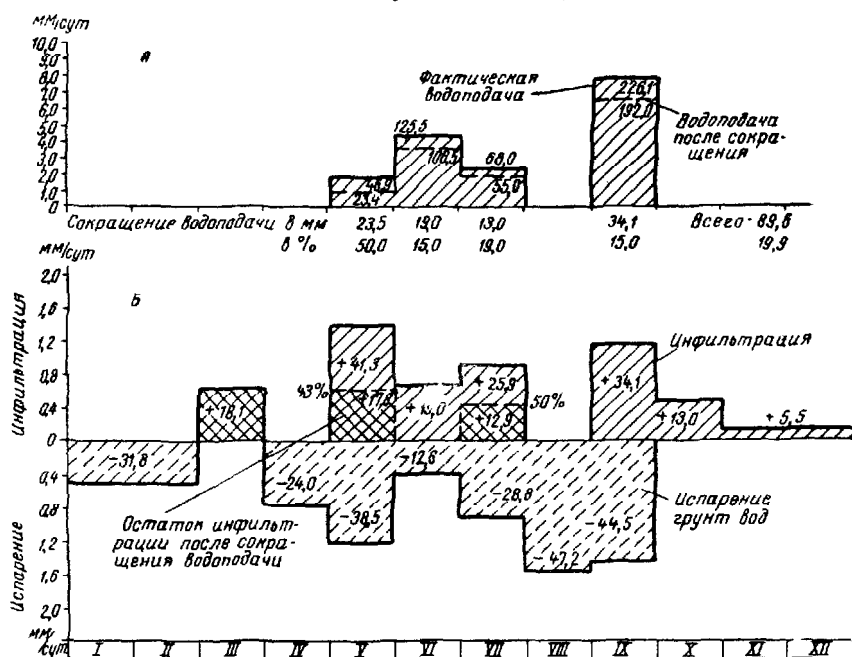


Рис. 40. Динамика водоподачи на орошение, месячных сумм инфильтрации и испарения грунтовых вод

А—фактическая и сокращенная водоподача; Б—фактическая динамика месячных сумм инфильтрации и испарения грунтовых вод

рому понижение уровня грунтовых вод к августу следующего года достигает 2,5 м.

С учетом сказанного получены определенные среднемесячные величины питания грунтовых вод, отвечающие старому и новому режимам орошения (табл. 7).

Таким образом, при общем сокращении инфильтрации поливных вод на 89,6 мм мы оставляем в качестве исходных условий для прогноза уровней величину инфильтрации за счет осадков 37 мм/год и за счет оросительных вод (156,9—89,6) — 37 ≈ 30 мм.

Сопоставление динамики инфильтрации, испарения грунтовых вод по расчету для 1951 г. и измененной для нового режима водоподачи приведено на рис. 41. При установлении величин будущего питания грунтовых вод использована зависимость между испарением и глубиной до воды, приведенная в книге С. Н. Рыжова (рис. 42).

В качестве начальных условий для прогноза примем фактическое распределение уровней на 1/XI 1951 г.

Таблица 7

Осредненные величины питания грунтовых вод w в мм сутки

Месяц	По расчету баланса грунтовых вод за 1951 г.				Принимается для прогноза уровней			
	инфильтрация w_1			испарение грунтовых вод u	инфильтрация w_1			испарение грунтовых вод u
	за счет осадков	за счет полива	всего		за счет осадков	за счет поливов	всего	
Январь . . .	—	—	—	0,53	—	—	—	0,53
Февраль . . .	—	—	—	0,53	—	—	—	0,53
Март . . .	0,60	—	0,60	—	0,60	—	0,60	—
Апрель . . .	—	—	—	0,80	—	—	—	0,80
Май . . .	—	0,10	0,10	—	—	—	—	0,69
Июнь . . .	—	0,20	0,20	—	—	—	—	0,42
Июль . . .	—	—	—	0,10	—	—	—	0,53
Август . . .	—	—	—	1,58	—	—	—	0,40
Сентябрь . . .	—	—	—	0,35	—	—	—	0,35
Октябрь . . .	0,44	—	0,44	—	0,44	—	0,44	—
Ноябрь . . .	0,10	—	0,10	—	0,10	—	0,10	—
Декабрь . . .	0,10	—	0,10	—	0,10	—	0,10	—

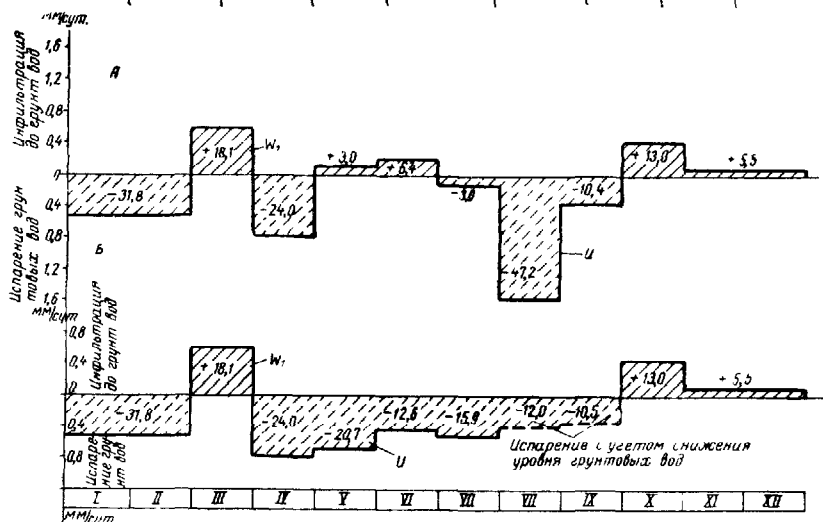


Рис. 41. Фактическая и принятая для прогноза уровней динамика питания грунтовых вод

А—фактическая динамика среднемесячных величин питания (инфильтрации w_1 и испарения грунтовых вод u); Б—принятая для прогноза уровней динамика тех же величин

По карте гидроизогипс, составленной на это число, и специально построенной на ней сетке квадратов находим отметки

уровня воды для точек пересечения линий сетки. Эти точки в дальнейшем считаем расчетными и присваиваем им порядковые номера.

При построении квадратной сетки руководствуемся уравнением (II, 13), по которому находим расстояние между расчетными точками:

$$\Delta x = 2 \sqrt{\frac{k h \Delta t}{\mu}} = 2 \sqrt{\frac{0,42 \cdot 40 \cdot 30}{0,04}} = 224 \text{ м},$$

$$\text{где } k = 0,42 \text{ м/сутки}, \quad h = 40 \text{ м}, \\ \Delta t = 30 \text{ суток}, \quad \mu = 0,04.$$

В качестве граничных условий принимаем постоянство уклонов потока на периферии балансового участка. Согласно этому условию изменения уровней в периферийных точках принимаем равными изменениям уровней в ближайших к ним расчетных точках, находящихся в створах, нормальных к оросительной сети.

На основании этих данных составляем прогноз уровней грунтовых вод на начало каждого месяца первого расчетного года.

Для этого используем уравнение (II, 14):

$$h'_n = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^{i=4} h_{i,s} + \frac{w \Delta t}{\mu},$$

где h'_n — уровень или мощность грунтового потока (считая от зеркала воды до горизонтального водонапора в любой расчетной точке n на первое число следующего месяца в m ;
 $\sum_{i=1}^{i=4} h_{i,s}$ — сумма уровней или мощностей потока на первое число предшествующего месяца в боковых точках 1, 2, 3, 4 квадратной сетки.

Это уравнение применяем для всех расчетных точек (см. рис. 38). Порядок расчета уровней воды на 1 декабря 1951 г. показан в табл. 8.

Величину питания грунтовых вод принимаем по данным табл. 7.

Вычисленные на 1/XII 1951 г. уровни используются в качестве исходных при следующем расчете на 1/I 1952 г. В таком же порядке выполняется расчет уровней воды на последующие месяцы.

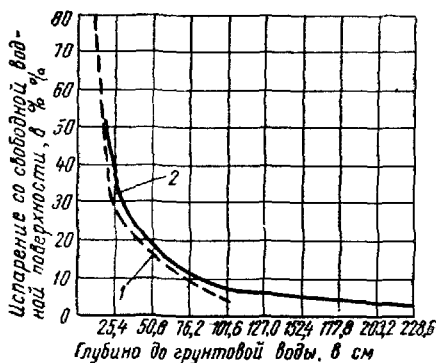


Рис. 42. Испарение грунтовых вод в зависимости от глубины залегания
 1 — коричневый тяжелый суглинок, 2 — коричневая глина с ненарушенной структурой

Прогноз уровней грунтовых вод на 1/XII 1951 г.

Исходные данные на 1/XI 1951 г.

№ расчетных точек	№ вспомогательных точек				Сумма мощностей $\sum_{i=1}^4 h_i$ в м	Среднее $\frac{\sum_{i=1}^4 h_i}{4}$ в м	Изменение уровня за счет питания грунтовых вод $\frac{w}{\mu} \Delta t$ в м	Ожидаемая мощность потока h'_n в м	Примечание
	мощности потока на предыдущий месяц в м								
	h_1	h_2	h_3	h_4					
11	113 45,10	13 43,47	27 42,85	9 43,70	175,12	43,78	0,08	43,86	$w=+0,10$ мм/сутки $\Delta t=30$ суток $\mu=0,04$
13	1 44,00	15 42,85	29 43,15	11 43,90	173,90	43,48	0,08	43,56	
29	13 43,47	31 42,55	44 42,25	27 42,85	171,12	42,78	0,08	42,86	
27	11 43,90	29 43,15	42 41,93	25 42,75	171,73	42,93	0,08	43,01	
25	9 43,70	27 42,85	40 41,80	61 42,77	171,12	42,78	0,08	42,86	
61	112 43,47	25 42,75	70 41,87	111 42,73	170,82	42,71	0,08	42,79	
68	111 42,73	70 41,87	83 41,18	66 42,20	167,98	41,99	0,08	42,07	
70	61 42,77	40 41,80	85 41,00	68 42,07	167,64	41,91	0,08	41,99	
40	25 42,75	42 41,93	87 41,14	70 41,87	167,69	41,92	0,08	42,00	
42	27 42,85	44 42,25	55 41,26	40 41,80	168,16	42,04	0,08	42,12	
44	29 43,15	46 42,25	57 41,50	42 41,93	168,83	42,21	0,08	42,29	
85	70 41,87	87 41,14	114 40,10	83 41,18	164,29	41,07	0,08	41,15	
83	68 42,07	85 41,00	104 40,00	81 41,50	164,57	41,14	0,08	41,22	
81	66 42,20	83 41,18	102 40,14	79 41,50	165,02	41,26	0,08	41,34	
100	79 41,50	102 40,14	110 39,90	98 40,68	162,22	40,56	0,08	40,64	
102	81 41,50	104 40,00	109 39,26	100 40,78	161,54	40,39	0,08	40,47	
104	83 41,18	114 40,10	108 39,12	102 40,14	160,54	40,13	0,08	40,21	

Результаты расчета уровней грунтовых вод для годового цикла по ряду расчетных точек изображены на графике колебания фактически наблюдавшегося уровня и полученного по прогнозу для следующего года (рис. 43).

Для остальных дат результаты расчета сведены в табл. 9.

Из графика колебания уровня видно, что к концу первого расчетного года по ряду точек орошаемого массива уровень воды снижается на 2,5—2,7 м по сравнению с уровнем конца наблюдавшегося года, что значительно улучшает мелиоративное состояние земель. Среднегодовой уровень первого расчетного года будет ниже среднегодового уровня 1951 г. на 1—1,5 м.

По данным вычисленных уровней или их изменений ΔH за каждый месяц первого расчетного года и по заданному графику среднемесячного питания грунтовых вод ω легко определить для соответствующего месяца по уравнению (I, 8) разность между притоком и оттоком грунтовых вод.

Для иллюстрации этого ниже приводим динамику элементов баланса грунтовых вод для первого расчетного года при измененном режиме орошения по точке 27 (табл. 10).

Предельное положение уровня грунтовых вод вычислялось при помощи уравнения (II, 19), составляемого для каждой расчетной точки; при этом для второго года и последующих лет после введения нового режима орошения принято, что питание грунтовых вод будет формироваться за счет инфильтрации осадков, достигающих зеркала воды, лишь в марте и октябре в размере 31 мм/год и испарения этих вод в количестве 10% от полученного по расчету для существующих условий, т. е. 23 мм/год. При выборе такой величины годового испарения учитываем глубокое залегание воды (около 4 м) от дневной поверхности и указанный выше график зависимости испарения от глубины до воды. Тогда суммарная (результатирующая) величина питания составит $\omega \Delta t = +8,0$ мм/год или среднегодовая $\omega = 0,02$ мм/сутки. Учитывая это и принимая значения $k = 0,42$ м/сутки, $\Delta x = 224$ м и $h = 40$ м (средняя мощность потока), получим постоянную величину:

$$B\omega = \frac{(\Delta x)^2}{kh} \omega = \frac{(224)^2 \cdot 0,02}{0,42 \cdot 40 \cdot 1000} = 0,06 \text{ м.}$$

С учетом этого значения величины $B\omega$ из уравнения (II, 19) будем иметь:

$$\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4 - 4 \Delta h_n = 4h_n - \sum_1^4 h_i - 0,06.$$

Применяя это уравнение для каждой расчетной точки (см. рис. 38), которых насчитывалось семнадцать, мы получили семнадцать уравнений с семнадцатью неизвестными. Так как правая часть уравнения включает в себя известные мощности потока на исходный момент времени, то она представляется в ви-

Результаты расчета уровней грунтовых вод (в м) по уравнению (1, 14) для массива броения на первый год после изменения режима водоподачи

№ расчет- ных точек	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Примечание
11	43,55	43,52	43,14	43,53	42,57	42,30	41,92	41,48	41,13	40,83	41,13	41,16	Расчетные уровни относятся к 1-му числу каждого месяца
13	43,52	43,30	42,57	42,85	42,15	41,53	41,13	40,55	40,30	39,99	40,27	40,30	
29	42,85	42,57	41,58	42,35	41,55	41,07	40,68	40,22	39,87	39,56	39,84	39,88	
27	43,01	42,62	42,24	42,66	42,03	41,45	41,10	40,55	40,32	40,03	40,31	40,35	
25	42,39	42,39	42,30	42,57	42,07	41,54	41,20	40,79	40,47	40,18	40,46	40,53	
61	42,85	42,44	42,02	42,47	41,57	41,35	41,04	40,62	40,31	40,03	40,34	40,39	
58	42,05	41,54	41,22	41,55	41,05	40,52	40,19	39,77	39,45	39,17	39,47	39,45	
70	42,09	41,69	41,30	41,75	41,15	40,55	40,22	39,92	39,60	39,32	39,61	39,68	
40	42,14	41,80	41,47	41,90	41,30	40,78	40,45	40,04	39,70	39,34	39,72	39,78	
42	42,22	42,05	41,51	41,94	41,32	40,78	40,43	40,00	39,57	39,35	39,64	39,69	
44	42,38	41,83	41,43	41,85	41,22	40,55	40,38	39,83	39,48	39,18	39,46	39,49	
55	41,28	40,91	40,53	41,00	40,45	39,89	39,57	39,15	38,85	38,57	38,85	38,85	
82	41,27	40,88	40,47	41,05	40,50	39,81	39,45	39,03	38,72	38,43	38,49	38,79	
81	41,25	40,89	40,45	40,87	40,28	39,59	39,34	38,92	38,58	38,30	38,60	38,53	
100	40,51	40,13	39,55	40,04	39,39	38,83	38,47	38,03	37,70	37,40	37,69	37,67	
102	40,53	40,10	39,57	40,03	39,45	38,92	38,59	38,14	37,81	37,51	37,57	37,80	
104	40,40	40,03	39,54	40,05	39,52	38,95	38,53	38,22	37,89	37,51	37,92	37,85	

Динамика элементов баланса грунтовых вод в точке 27

Месяц Элементы баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	30 год
Изменение уровня ΔH (м)	-0,30	-0,38	+0,42	-0,63	-0,57	-0,36	-0,14	-0,34	-0,30	-0,38	+0,04	+0,05	-2,61
Изменение запаса грун- товых вод $\Delta \Delta H$ (мм)	-15,6	-15,2	+16,8	-33,2	-22,8	-14,4	-17,6	-13,6	-11,6	+11,2	+1,6	+2,0	-104,4
Питание грунтовых вод $\omega \Delta t$ (мм)	-15,9	-15,9	+18,0	-24,0	-20,7	-12,6	-15,9	-12,0	-13,5	-13,2	+3,0	+3,0	-90,3
Питок грунтовых вод за вычетом оттока $\frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ (мм)	+0,3	+0,7	-1,2	-1,2	-2,1	-1,8	-1,7	-1,6	-1,1	-2,0	-1,4	-1,0	-14,1

де определенных числовых значений. При этом в качестве начальной даты, после которой будем отыскивать изменение уровней до их предельных значений, примем 1/XII расчетного года.

После решения системы таких уравнений методом последовательного исключения неизвестных мы получили следующие значения предельных уровней воды (табл. 11).

Таблица 11

Предельные мощности грунтового потока на орошаемом массиве

№ точек	мощ- ность потока на 1/XII h_n в м	изме- нение уров- ня Δh в м	пре- дель- ный уро- вень h_n м	вре- мя его уста- новления Δt в сутках	№ точек	мощ- ность потока на 1/XII h_n в м	изме- нение уров- ня Δh в м	пре- дель- ный уро- вень h_n в м	вре- мя его уста- новления Δt в сутках
11	41,16	+0,01	41,17	20*	40	39,78	+0,05	39,83	100*
13	40,30	-0,02	40,28	40	70	39,68	+0,13	39,81	260*
29	39,88	+0,04	39,92	80*	68	39,46	-0,15	39,31	300
27	40,35	+0,02	40,37	40*	85	38,86	-0,10	38,76	200
25	40,53	+0,02	40,55	40*	83	38,79	-0,31	38,48	620
61	40,39	-0,05	40,34	100	81	38,53	-0,34	38,19	680
44	39,49	+0,02	39,51	40*	104	37,85	-0,21	37,64	420
42	39,69	+0,03	39,72	60*	102	37,80	-0,39	37,41	780
					100	37,67	-0,4 ⁶	37,21	920

* Расчетное время имеет знак минус.

Из таблицы видно, что наибольшие изменения уровней не превышают 0,46 м (по сравнению с уровнями на конец первого расчетного года), что в большинстве случаев меньше амплитуды сезонных колебаний, которые могут достигать нескольких дециметров. Это указывает на то, что уже к концу первого расчетного года уровни воды на массиве орошения в основном установятся близко к предельным значениям.

Продолжительность времени установления предельных уровней вычислялась по уравнению (II, 20). Разница между притоком и оттоком взята по данным для первого расчетного года в точке 27, т. е.:

$$\frac{\Delta Q}{\omega} = -\frac{14,1}{365} \approx -0,04 \text{ мм, сутки.}$$

Результаты этого расчета приведены в табл. 11.

Отрицательные величины Δt указывают на то, что предельные уровни воды в соответствующих точках уже установились до истечения первого расчетного года.

Из этого следует, что центральная часть балансового участка труднее остальных мест поддается осушению по причине самого низкого оттока грунтовых вод в этом месте.

§ 2. Приближенный прогноз изменения уровня грунтовых вод на вновь осваиваемых землях

Рассмотрим второй пример приближенного прогноза уровней грунтовых вод для вновь осваиваемого земельного массива.

В том же гидрогеологическом районе, к которому относится рассмотренный выше балансовый участок, находится вновь намеченный для орошения земельный массив с глубиной до воды 20 м от дневной поверхности.

Для балансового участка установлено, что за год инфильтрация поливных вод, достигающих грунтовые воды, составляет 21% водоподачи, а инфильтрация осадков — 15% их годовой суммы. Эти величины можно распространить также на вновь осваиваемый массив. Водоподача для него задана проектом орошения (табл. VIII, см. приложения).

Учитывая, что на новом массиве разность между предельной полевой влагоемкостью и средней естественной влажностью суглинков, слагающих зону аэрации, равна 2,7% (объемных), получим значение так называемого дефицита до предельной влагоемкости 540 мм (для 20 м мощности зоны аэрации).

Величина притока грунтовых вод за вычетом оттока до начала орошения принимается равной нулю, а через 18 лет орошения она считается равной 125 мм/год, т. е. той величине, которая наблюдалась на участке-аналоге в 1951 г.

Продолжительность 18 лет принята в соответствии с длительностью орошения на участке-аналоге.

Испарение грунтовых вод при глубине залегания воды 2—3 м принимаем равным попрежнему 227,4 мм/год. Водоотдача пород $\mu=0,04$.

Ввиду неглубокого залегания капиллярной каймы на участке-аналоге указанная выше инфильтрация $\omega\Delta t$ принимается за просачивание через нижнюю поверхность корнеобитаемого слоя.

Согласно изложенному в главе II § 12 и вышеуказанных исходных данных составляем таблицу расчета годового изменения уровня грунтовых вод за двадцатилетний период (табл. VIII, см. приложения).

По результатам этого расчета составлен график годового изменения уровня и динамики водоподачи (рис. 45).

Таким образом, максимальный подъем уровней ожидается в первые 6—7 лет орошения. Последующие годовые изменения уровня не превысят в общей сложности 3—4 м. Общее же изменение уровня за двадцатилетний период составит около 19,5 м.

Если учесть, что для рассматриваемого региона многолетние колебания уровней грунтовых вод близки к 3—4 м, то можно по-

лагать, что уже через 7 лет после освоения массива установятся уровни, близкие к относительно предельным.

Весьма интенсивный подъем зеркала грунтовых вод в первый период вызывается большими оросительными нормами, которые при окончательном проектировании режима орошения должны быть уменьшены.

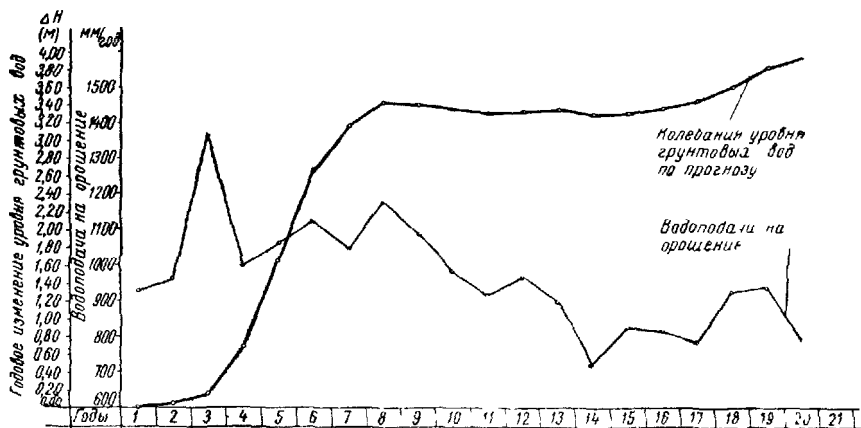


Рис. 45. Динамика водоподдачи и годовых изменений уровня грунтовых вод для вновь орошаемого массива

§ 3. Прогноз изменения уровня грунтовых вод вне зоны влияния магистрального канала упрощенным методом автора

Рассмотрим расчетный прогноз уровней, выполненный для орошаемых земель в связи с реконструкцией оросительной системы одного оазиса упрощенным методом, разработанным автором.

Орошаемые массивы располагаются в субаэральной дельте, имеющей равнинный рельеф и незначительные уклоны поверхности в направлениях, расходящихся от вершины дельты к ее периферии.

Сложена дельта сверху супесчаными, суглинистыми осадками молодой террасы, которые на глубине 20 м подстилаются древними аллювиально-дельтовыми песчаными образованиями. Последние залегают на третичных песчаниках, которые в ряде мест проницаемы для воды, хотя и имеют незначительный коэффициент фильтрации. Водоупор водоносного горизонта в аллювиально-дельтовых и в верхах третичных отложений выделяется условно в плотных разностях песчаников и в плотных глинах, залегающих в виде мощных прослоев среди коренных пород. В наиболее интенсивно орошаемой части оазиса грунтовые воды опреснены, имеют минерализацию до нескольких граммов на

литр. При анализе режима и расчетах уровней грунтовых вод пестротой минерализации воды мы пренебрегаем.

Расчет подпора грунтового потока от проектируемого магистрального канала, выполненный для одного из районов рассматриваемого оазиса аналитическим методом по формулам Н. Н. Веригина, показал весьма медленное развитие этого явления во времени и четко определил ширину зоны подпора для разных периодов времени после начала эксплуатации канала. Поэтому в пределах большей части орошаемого оазиса, вне зоны подпора от канала, мы вправе для соответствующих периодов времени решать вопрос о прогнозе уровней без учета влияния этого канала.

Вне зоны влияния подпора канала изменение режима грунтовых вод будет происходить под влиянием следующих основных факторов: а) изменение инфильтрационного питания и испарения грунтовых вод в соответствии с измененным режимом поливов и сельскохозяйственного использования земель, б) изменение местного подземного стока под влиянием неравномерного по площади повышения или понижения уровней воды.

В порядке подготовки к расчету ожидаемых уровней необходимо:

1. Вычислить возможную водоподачу на 1 га орошаемой площади для всех районов, выделенных по условиям инфильтрации в разрезе всего года, причем до этого расчета для территории всего оазиса должен быть выполнен анализ режима грунтовых вод и подсчет их баланса описанным выше методом.

Для этого с проектного графика укомплектованного гидромодуля отсчитываются ординаты и рассчитывается месячная поливная норма для среднего принятого по проекту состава сельскохозяйственных культур (см. табл. 12). Далее с учетом к. п. д. внутрихозяйственной сети (который мы приняли равным 0,67) вычисляются значения водоподачи хозяйствам. Для этого месячные нормы делят на к. п. д.

2. Для каждого района инфильтрации, характеризующегося доминирующим КЗИ и соответствующей глубиной до воды, по зависимостям относительного питания грунтовых вод
$$\nu = \frac{\Sigma w \Delta t}{\Sigma(N + Y_n)}$$
 от КЗИ, которые получены на основе предварительного анализа режима и баланса грунтовых вод для той же территории до реконструкции сети, найти на каждый месяц коэффициенты питания ν . Положительные значения ν отвечают инфильтрации до грунтовой воды, отрицательные — испарению грунтовых вод за месяц.

3. По данным КЗИ и водоподачи на 1 га орошаемой площади Y'_n по каждому району определить водоподачу на орошение, приведенную к единице валовой площади Y_n , путем умножения Y'_n на КЗИ.

4. По величинам Y_n , многолетней норме осадков N_0 и по определенному по указанным графикам коэффициенту ν вычислить

ожидаемое питание грунтовых вод за месяц в виде $\pm \Sigma w \Delta t = \Sigma v(Y_n + N_0)$, причем положительные значения $\Sigma w \Delta t$, принимаемые нами за инфильтрацию, представляют собой по существу положительную результирующую за месяц процессов инфильтрации и испарения грунтовых вод; отрицательные значения $\Sigma w \Delta t$ представляют отрицательную результирующую инфильтрации и испарения грунтовых вод, т. е. превышение испарения грунтовых вод над инфильтрацией.

Таблица 12

Ординаты проектного укомплектованного графика гидромодуля с учетом запланированного состава сельскохозяйственных культур (средние по месяцам)

№ п/п	Месяц	Ниже трассы магистрального канала		Выше трассы магистрального канала		Водоподача на орошение с учетом к. п. д. внутрихозяйственной сети Y'_n	
		q л/сек на 1 га	за месяц, $м^3/га$	q л/сек на 1 га	за месяц, $м^3/га$	ниже трассы канала, $м^3/га$	выше трассы канала, $м^3/га$
1	2	3	4	5	6	7	8
1	I	0,160	415	0,060	155	622	232
2	II	0,200	520	0,174	450	780	680
3	III	0,260	670	0,262	680	1 050	1 020
4	IV	0,310	805	0,194	505	1 210	760
5	V	0,374	970	0,348	900	1 460	1 350
6	VI	0,374	970	0,374	1 970	1 460	1 300
7	VII	0,374	970	0,412	1 070	1 460	1 600
8	VIII	0,374	970	0,407	050	1 460	1 580
9	IX	0,374	970	0,300	780	1 460	1 170
10	X	0,160	415	0,175	450	622	680
11	XI	0,160	415	0,175	450	622	680
12	XII	0,160	415	0,133	350	622	530
Итого			8 505		7 810	12 828	11 582

5. В целях расчета ожидаемых изменений уровня не за каждый месяц, а по характерным периодам, например, как принято нами: с октября по январь, с января по май и с мая по октябрь, подсчитать алгебраические суммы величин питания $\Sigma w \Delta t$ за каждый такой период.

После подготовки этих данных к расчетному прогнозу уровней, последний выполняется по обобщенному уравнению баланса грунтовых вод, представленному в виде:

$$\Delta H = \left(\Sigma w \Delta t + \Sigma \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t \right) \frac{1}{\mu},$$

где

ΔH —изменение уровня грунтовых вод за приня-
тый период в м;

$\Sigma w \Delta t$ —питание грунтовых вод за тот же период в м;

$\Sigma \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} \Delta t$ —разность между притоком и оттоком грун-
товых вод за тот же период.

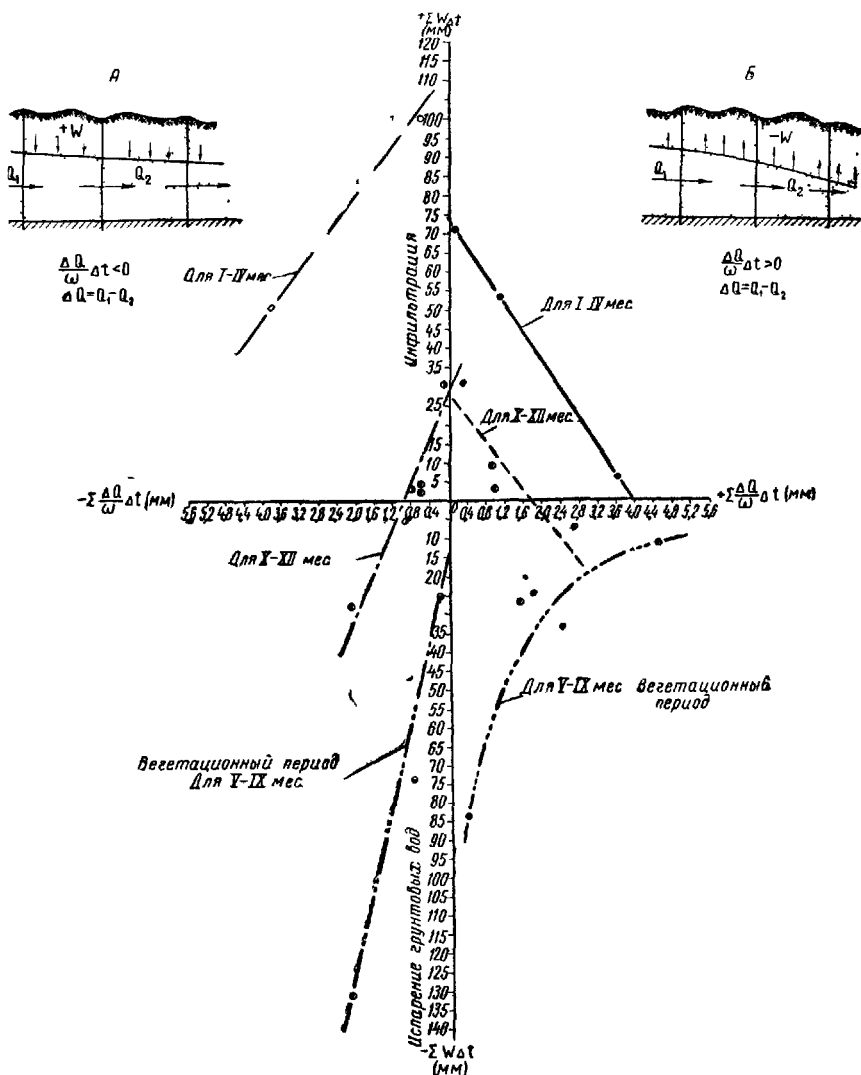


Рис. 46. Зависимость величин подземного притока за вычетом оттока от
результатирующей инфильтрации и испарения грунтовых вод за отдельные

$$\text{периоды } \Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t = f(\Sigma w \Delta t)$$

А—область формирования подземного стока (преобладания инфильтрации над испарением грун-
товых вод), Б— область транзита и рассеивания подземного стока (преобладания испарения
грунтовых вод над инфильтрацией).

Расчет
изменения уровней грунтовых вод в брошаемом районе после введения нового режима орошения по упрощенному методу автора

№ п	Район инфильтрации и область по условиям подземного стока	№ средн. скважин в створе	Существовавший КЗИ	Проектный КЗИ	Градации глубин до воды в м	На 1.1, через 92 суток				На 1.V через 212 суток				На 1.X сл. года, через 365 суток				На 1.1 2-го года, через 457 суток				Итого $\Sigma \Delta H$ в м	Примечание
						$\Sigma w \Delta t$ в мм	$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ в мм	$\mu \Delta H$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ в мм	$\mu \Delta H$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ в мм	$\mu \Delta H$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ в мм	$\mu \Delta H$ в мм	ΔH в м		
1	Область формирования подземного стока, I—II районы инфильтрации	15/в	0,3—0,5	>0,5 (0,6)	0—3	—9,0	—1,2	—10,2	—0,17	+131,6	0	+131,6	+2,20	—18,5	—0,1	—19,6	—0,33	—9,0	—1,2	—10,2	—0,17	+1,53	При $\mu = 0,06$
2	Та же область, III район	25 *	0,3—0,5	0,3—0,5	5—10	+10,3	—0,6	+9,7	+0,10	+51,6	—3,7	+47,9	+0,48	+56,7	+1,3	+58,0	+0,58	+10,3	—0,6	+9,7	+0,10	+1,26	} При $\mu = 0,10$
		25	0,3—0,5	0,3—0,5	5—10	—79,9	—3,7	—83,6	—0,84	+51,6	—3,7	+47,9	+0,48	+56,7	+1,3	+58,0	+0,58	—79,9	—3,7	—83,6	—0,84	—0,62	
3	Та же область, IV район	62	<0,3	0,3—0,5	10—20	—26,5	—1,9	—28,4	—0,47	+17,3	—5,8	+11,5	+0,19	+20,8	+0,7	+21,5	+0,36	—26,5	—1,9	—28,4	—0,47	—0,39	} При $\mu = 0,06$
		62 *	<0,3	0,3—0,5	10—20	+3,4	—0,8	+2,6	+0,04	+17,3	—5,8	+11,5	+0,19	+20,8	+0,7	+21,5	+0,36	+3,4	—0,8	+2,6	+0,04	+0,63	
4	Та же область, V район	63	<0,3	0,3—0,5	>20	+1,7	—0,9	+0,8	+0,01	+9,0	—6,4	+2,6	+0,04	+10,1	+0,5	+10,6	+0,18	+1,7	—0,9	+0,8	+0,01	+0,24	} При $\mu = 0,06$
5	Область транзита и рассеивания стока, I—II районы	54/в	0,3—0,5	>0,5 (0,6)	0—3	—9,0	+2,3	—6,7	—0,11	+131,6	—3,0	+128,6	+2,14	—18,5	+3,0	—15,5	—0,26	—9,0	+2,3	—6,7	—0,11	+1,66	
		54/в	0,3—0,5	0,3—0,5	0—3	—4,0	+2,0	—2,0	—0,03	+51,9	+1,2	+53,1	+0,89	—77,5	+0,5	—77,0	—1,28	—4,0	+2,0	—2,0	—0,03	—0,45	} При $\mu = 0,10$
6	Та же область, IV и V районы	13	<0,3	>0,5 ($\approx 0,6$)	10—20 и >20	—23,9	+3,2	—20,7	—0,21	+22,8	+2,5	+25,3	+0,25	+22,8	+14,0	+36,8	+0,37	—23,9	+3,2	—20,7	—0,21	+0,20	
		13	<0,3	0,3—0,5	10—20 и >20	—11,7	+2,5	—9,2	—0,09	+11,5	+3,3	+14,8	+0,16	+10,7	+10,4	+21,1	+0,21	—11,7	+2,5	—9,2	—0,09	+0,18	} При $\mu = 0,10$
7	Та же область, IV и V районы	55	<0,3	0,3—0,5	10—20 и >20	—26,5	+3,3	—23,2	—0,29	+17,3	+3,0	+20,3	+0,20	+20,8	+12,8	+33,6	+0,34	—26,5	3,3	—23,2	—0,23	+0,08	
		55	<0,3	<0,3	10—20 и >20	+6,1	+1,4	+7,5	+0,08	+4,3	+3,7	+8,0	+0,08	—0,6	+7,5	+6,9	+0,07	+6,1	+1,4	+7,5	+0,08	+0,31	} При $\mu = 0,10$
8	Та же область, IV район	67	<0,3	<0,3	10—20	+6,1	+1,4	+7,5	+0,08	+4,3	+3,7	+8,0	+0,08	—0,6	+7,5	+6,9	+0,07	+6,1	+1,4	+7,5	+0,08	+0,31	

Примечание. $\Sigma w \Delta t$ — питание грунтовых вод за указанный период, вычисленное по данным графиков связи коэффициента питания γ с КЗИ и по данным о водоподаче Y_n , осадков N_0 .

$\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$ — разность между притоком и оттоком грунтовых вод, снятая с графиков связи этой величины с $\Sigma w \Delta t$.

$\mu \Delta H$ — изменение запасов грунтовых вод;

ΔH — изменение уровня грунтовых вод.

* Для условий осенней и зимней погоды воды по каналам.

Последняя из этих величин принимается по заранее установленным зависимостям $\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t = f(\Sigma \omega \Delta t)$, представленным для рассматриваемого примера на рис. 46.

Величина недостатка насыщения μ принимается для каждого конкретного района с учетом тех значений его, которые были приняты при первоначальном расчете инфильтрационного питания по соответствующим створам для существовавших условий орошения. Если величина μ по каким-либо причинам была ранее при расчете ω принята заниженной, то, оперируя с соответствующими заниженными $\omega \Delta t$, путем сохранения того же значения μ при расчетном прогнозе уровней избавляемся от ошибок, связанных с неточностью этой величины. Безусловно, что это сохранение значения μ в обоих расчетах допустимо при будущих и наблюдаемых колебаниях уровня грунтовых вод в грунтах одного и того же литологического состава.

Расчет ожидаемых уровней (см. табл. 13) по описанному способу производим для отдельных участков каждого района той или иной инфильтрации и каждой области, выделенной по условиям подземного стока. При этом наименование района инфильтрации увязано с градацией глубин до воды, которая была предварительно отмечена на том или ином расчетном участке. Коэффициент земельного использования (КЗИ), принятый по проекту, уточняет соответствующую величину питания грунтовых вод $\Sigma \omega \Delta t$, принимаемую в расчете согласно ранее указанных зависимостей этой величины от водопада. Наименование области по условиям подземного стока отражает соответствующую зависимость $\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t = f(\Sigma \omega \Delta t)$ (рис. 46), выражение которой для каждой области различное.

При использовании описанного метода прогноза уровней следует помнить, что получаемое из расчета изменение уровня отвечает среднему изменению уровня, которое может быть на протяжении или ранее проанализированных или новых (если берутся новые скважины) аналогичных расчетных створов по направлению потока с протяженностью, как в данном примере, по обе стороны от средней скважины порядка 3—5 км.

На основании выполненного таким путем расчетного прогноза для первого года после реконструкции оросительной системы можно сделать следующие выводы (табл. 13):

1. Для территории ниже трассы магистрального канала с глубиной до воды < 3 м, где КЗИ после начала эксплуатации канала будет 0,51, уровень грунтовых вод в течение года испытает изменение: через 92 суток (с $1/X$ по $1/I$ 1-го года) в среднем \sim на $-0,17$ м; с $1/I$ по $1/V$ 1-го года (через 212 суток) \sim на $+2,2$ м, с $1/VI$ по $1/X$ того же года \sim на $-0,33$ м и с $1/X$ по $1/I$ 2-го года эксплуатации на $-0,17$ м.

В целом за 457 суток, т. е. считая с $1/X$ последнего года до пуска магистрального канала и до $1/I$ 2-го года после пуска

этого канала, суммарное изменение уровня составит $+1,53$ м.

2. В третьем районе при глубине до воды 5—10 м расчетное изменение уровня грунтовых вод составит $\Delta H = +1,26$ м. В четвертом и пятом районах ΔH от $+0,24$ до $+0,63$ м за тот же период.

3. В области транзита и рассеивания подземного стока в I—II районах наблюдается некоторое снижение расчетного ΔH за указанный срок до 0,45 м. Примерно того же порядка (0,18—0,31 м) ожидаются подъемы уровня в IV и V районах той же области.

Вопрос о последующих изменениях уровня грунтовых вод (во 2-м, 3-м году и т. д.) должен решаться при проектировании строительства ирригационной системы и мероприятий по мелиорации почв. В частности, может возникнуть вопрос о необходимости дренажа для рассоления почв, понижения уровня грунтовых вод в местах неглубокого залегания их и т. д.

На основании совместной проработки ожидаемого водного баланса и проектируемых мелиоративных мероприятий возможно уточнение рассчитанного прогноза на первый год и составление его на последующие годы с учетом дополнительных мелиоративных мероприятий, которые будут разработаны техническим проектом оросительной системы.

Если рассматривать вопрос о прогнозе на последующие годы более конкретно, то необходимо учитывать следующее:

1. Проектные горизонты воды в местах искусственного дренирования вод проектируемыми дренами.

2. Общее изменение глубин до воды к началу расчетного года по отдельным территориям в сравнении с принятыми глубинами (в качестве исходных).

3. Принимаемые в техническом проекте ирригационной системы оросительные нормы, КЗИ, от которых зависит инфильтрационное питание грунтовых вод.

§ 4. Прогноз изменения уровня грунтовых вод на массивах орошения под влиянием совместного воздействия на грунтовый поток подпора от магистрального канала и изменения инфильтрационного питания грунтовых вод сверху по методу конечных разностей

Совместное влияние на уровень грунтовых вод подпора от магистрального канала и изменения инфильтрационного питания этих вод выясняется на примерах расчета изменения уровней воды по методу конечных разностей, предложенному Г. Н. Каменским.

Для районов, расположенных севернее и южнее магистрального канала, для которых выполнен предыдущий расчет, мы применим способ решения двухмерной задачи.

Выделив три расчетные полосы на территории орошаемого района в виде систем расчетных квадратов (квадратные сетки)

и расположив их так, чтобы получить характеристику изменения уровня в первый год эксплуатации канала и новой оросительной системы соответственно на севере от трассы (I, II, IV и V районы инфильтрации) и южнее трассы (I, II, III, IV районы) (рис. 47, 48), применим для расчета прогноза уровней следующее уравнение:

$$H_{n,s+1} = \frac{\sum_1^4 H_i}{4} + \frac{w}{\mu} \Delta t,$$

где $H_{n,s+1}$ — ожидаемый уровень грунтовых вод в любой точке n пересечения линий квадратной сетки на последующий момент времени $s+1$;

H_i — уровень грунтовых вод в одной из боковых точек i , которых при каждом подсчете принимается четыре (накрест лежащие) на исходный момент времени s ;

$\frac{w}{\mu} \Delta t$ — изменение уровня за счет питания потока сверху за расчетный промежуток времени Δt .

В основу расчета были положены следующие исходные материалы:

1. Карта гидроизогипс на 1/X 1952 г., по которой для точек пересечения линий квадратной сетки отсчитаны абс. отметки первоначального уровня грунтовых вод.

2. Карта изогипс поверхности водоупора для нахождения средних отметок водоупорного ложа.

3. Сводная ведомость суммарных величин инфильтрации и испарения грунтовых вод за отдельные периоды (табл. 14), приведенных к проектному гидромодулю и соответствующим КЗИ.

4. Осредненный коэффициент фильтрации водоносного пласта, равный $2,6 \text{ м/сутки}$, осредненная величина недостатка насыщения пород $\mu = 0,08$, средняя мощность водоносного горизонта $h_{\text{ср}} = 100 \text{ м}$.

5. Подпорные горизонты воды в магистральном канале.

С учетом этого для применения написанного выше уравнения при промежутке времени $\Delta t = 90$ суток была найдена длина стороны каждого расчетного квадрата по уравнению:

$$\begin{aligned} \Delta x &= 2 \sqrt{\frac{kh_{\text{ср}} \Delta t}{\mu}} = 2 \sqrt{\frac{2,6 \cdot 100 \cdot 90}{0,08}} = 2 \sqrt{29,2 \cdot 10^4} = \\ &= 2 \cdot 5,40 \cdot 10^2 = 1080 \text{ м} \approx 1100 \text{ м}. \end{aligned}$$

Нами разбивалась сетка с учетом найденной длины стороны квадрата.

СВОДНАЯ ВЕДОМОСТЬ

суммарных величин инфильтрации и испарения грунтовых вод с учетом проектного гидромодуля в орошаемом районе и возможных изменений уровня грунтовых вод в отсутствие разницы между притоком и оттоком этих вод

№ п/п	Период (месяц)	I—II районы						III район				IV район				V район				Примечание
		глубина до воды < 5 м						глубина до во ды 5—10 м				глубина до воды 10—20 м				глубина до воды > 20 м				
		КЗИ > 0,5		КЗИ 0,3—0,5		КЗИ < 0,3		КЗИ 0,3—0,5		КЗИ < 0,3		КЗИ 0,3—0,5		КЗИ < 0,3		КЗИ 0,3—0,5		КЗИ < 0,3		
		$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	$\Sigma w \Delta t$ в мм	ΔH в м	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	I—III	+53,8	+0,54	+23,2	+0,23	+6,4	+0,07	+12,3	+0,12	+6,2	+0,06	+4,1	+0,04	+2,2	+0,02	+2,6	+0,03	+1,3	+0,01	Южнее трассы канала
		+58,4	+0,59	+25,0	+0,25	+6,9	+0,07	+13,6	+0,14	+6,6	+0,07	+4,6	+0,05	+2,4	+0,03	+2,8	+0,03	+1,4	+0,01	Севернее трассы канала
2	IV—VI	+42,7	+0,43	—8,2	—0,08	—21,0	—0,21	+96,0	+0,96	+20,4	+0,21	+34,0	+0,34	+6,8	+0,07	+16,5	+0,17	+3,5	+0,04	Южнее трассы канала
		+63,5	+0,64	—3,9	—0,04	—23,4	—0,24	+114,3	+1,14	+22,3	+0,22	+40,4	+0,41	+7,6	+0,08	+19,4	+0,20	+3,8	+0,04	Севернее трассы канала
3	VII—IX	—14,7	—0,15	—49,3	—0,49	—37,0	—0,37	0	0	—15,4	—0,16	0	0	—5,3	—0,05	0	0	—2,8	—0,03	Южнее трассы канала
		—8,8	—0,09	—46,7	—0,47	—37,3	—0,37	0	0	—15,4	—0,16	0	0	—5,2	—0,05	0	0	—2,9	—0,03	Севернее трассы канала
4	X—XII	—6,0	—0,06	$\frac{-1,7^1}{-12,0}$	—0,02	—10,5 ¹	—0,11	—79,9	—0,80	$\frac{+20,2^1}{+6,3}$	+0,20	$\frac{-26,5}{+3,4^1}$	—0,27	$\frac{+6,1^1}{+2,1}$	+0,06	$\frac{-13,1}{+1,7}$	—0,13	—3,1	—0,03	Южнее трассы канала
		—9,0	—0,09	$\frac{-4,0^1}{-13,5}$	—0,04	—11,1	—0,11	—71,9	—0,72	$\frac{+20,5^1}{+6,7}$	+0,21	$\frac{-23,9}{+3,7^1}$	—0,24	$\frac{+6,1}{+2,2}$	+0,06	$\frac{-11,7}{+1,9^1}$	—0,12	—3,0	—0,03	Севернее трассы канала
		Итого за год ΔH	м	+0,76	—	—0,36		—0,62		+0,28		+0,31		+0,11		+0,10		+0,07		—0,01
		м	+1,05		—0,30		—0,65		+0,56		+0,34		+0,22		+0,12		+0,11		—0,01	Севернее трассы канала

¹ Для прибрежных зон ирригационных каналов.

Положительные величины $\Sigma w \Delta t$ указывают на инфильтрацию, отрицательные на испарение грунтовых вод.

До графы 13 $\Sigma w \Delta t$ подсчитано, исходя из величин коэффициентов питания ν , взятых из графиков. После этого принято, что ν — для глубин 10—20 м равно $\frac{1}{3} \nu_1$, где ν_1 — для глубин 5—10 м. Для глубин > 20 м ν принято равным $\frac{1}{2} \nu_2$;

ν_2 — для глубин 10—20 м.

Расчет $\mu \Delta H$ — при $\mu = 0,1$.

Общее число квадратов по ширине каждой расчетной полосы принималось таким, чтобы этих квадратов оказалось достаточно

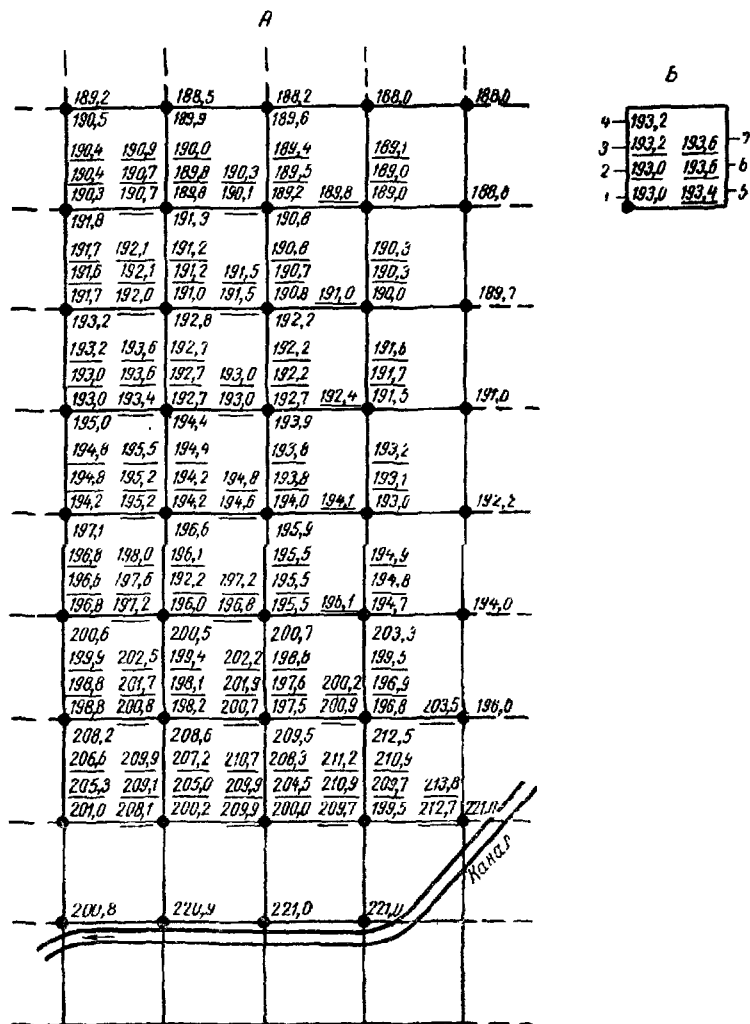


Рис. 47. Фрагмент расчетной сетки для прогноза уровней полуограниченного потока грунтовых вод

А—часть расчетной сетки; Б. 1—расчетная точка и исходный уровень на 1/X 1952 г.; 2—расчетный уровень на 1/I 1-го года, 3—то же, на 1/IV того же года; 4—среднеарифметическое значение уровней в соседних скважинах на 1/IV; 5—уровень на 1/VII 1-го года; 6—то же, на 1/X 1-го года; 7—то же, на 1/I 2-го года. Подчеркнутые цифры—уровни грунтовых вод с учетом питания потока сверху

но для 4—5 расчетных промежутков времени, т. е. чтобы для последовательного расчета колебания уровня по направлению, нормальному к каналу за период 1—1,5 года не доходить до удаленной границы грунтового потока, условия на которой нам не-

известны. Поэтому ширина каждой расчетной полосы была выбрана около 11—13 км, а длина в 1,5—2 раза больше.

В качестве единственного граничного условия принимался постоянный горизонт воды в канале. При этом допускалось, что

А

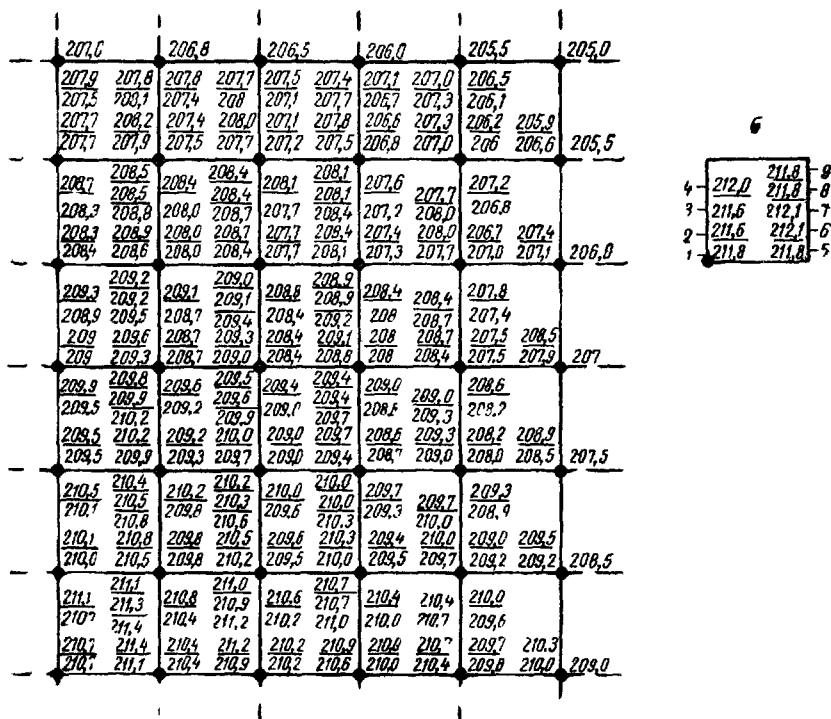


Рис. 48. Фрагмент расчетной сетки для прогноза уровней неограниченного потока грунтовых вод

А — часть расчетной сетки, Б 1 — расчетная точка и исходный уровень на 1/X 1952 г., 2 — расчетный уровень на 1/I 1-го года, 3 — среднее арифметическое значение уровней в соседних 4 скважинах на 1/I, 4 — расчетный уровень на 1/IV 1-го года, 5 — среднее арифметическое значение уровней на 1/IV, 6 — расчетный уровень на 1/VII 1-го года; 7 — среднее арифметическое значение уровней на 1/VII 1-го года, 8 — расчетный уровень на 1/X 1-го года, 9 — то же, на 1/I 2-го года. Подчеркнутые цифры — уровни грунтовых вод с учетом питания потока сверху

насыщение водой грунтов ниже дна канала до грунтового потока происходит практически мгновенно.

Исходя из этого, для первого от канала ряда расчетных точек в качестве исходных данных служили уровни воды в канале, оставшиеся во все последующие периоды неизменными, и уровни грунтовых вод в соседних точках на исходную дату.

При выполнении каждого расчета уровней грунтовых вод мы получали новые значения уровней в расчетных точках на конец заданного промежутка времени Δt и притом лишь для тех точек, которые оказывались внутри контура периферийных точек,

по которым уровни оставались ранее принятые на предшествующую дату.

Другими словами, при каждом последовательном подсчете $H_{n, s+1}$ у нас сужалась расчетная полоса исходных точек. Поэтому заблаговременный учет предстоящего выбытия точек из расчета имел решающее значение.

Мы выбрали пять расчетных периодов времени: с 1/X по 1/I 1-го года после введения нового режима орошения, с 1/I по 1/IV, с 1/IV по 1/VII, с 1/VII по 1/X и с 1/X по 1/I 2-го года.

Так как начальное распределение уровней грунтовых вод отвечало 1/X 1952 г., то необходимо учесть, что получаемые из расчета изменения этих уровней следует прибавлять к указанным начальным.

Если накануне перехода на новую систему орошения (после пуска магистрального канала) естественные уровни грунтовых вод будут отличаться от принятых уровней на 1/X 1952 г., то предстоящие изменения их для выбранных промежутков времени можно найти по разности между уровнями, полученными из нашего расчета, и уровнями накануне пуска канала.

Процесс вычисления и порядок записи расчетных уровней виден на прилагаемой сетке квадратов (рис. 47, 48), внутри которых выписаны исходные уровни на 1/X 1952 г., среднеарифметические значения уровней в четырех окружающих точках

$$\left(\frac{\sum_1^4 H_i}{4} \right), \text{ исправленные уровни с учетом питания грунтового по-}$$

тока сверху $\left(\frac{\sum_1^4 H_i}{4} + \frac{w}{\mu} \Delta t \right)$ на первую расчетную дату, затем опять среднеарифметические значения, исходя из полученных уровней, и т. д.

Для выбора соответствующих величин питания грунтовых вод из указанной выше таблицы в пределах сетки квадратов выделены границы районов по условиям инфильтрации или по более грубым грациям глубин до воды и по значениям существующих и проектных КЗИ (отражающих более дифференцированно распределение глубин до воды, интенсивность орошения).

Результаты такого расчета сведены в табл. 15, 16 и могут быть изображены графически в виде кривых депрессий на различных сроки.

Из рассмотрения этих результатов расчета, частично представленных на рис. 49, можно сделать следующие выводы.

1. На территориях севернее трассы магистрального канала за пределами влияния подпора и фильтрации из канала, т. е. в IV и V районах (с глубиной до воды > 10 м) зеркало грунто-

Результаты

расчета уровней грунтовых вод для первого года после начала эксплуатации магистрального канала южнее трассы (по методу конечных разностей). В числителе — абс. отметка уровня воды в м, в знаменателе — суммарное изменение уровня после 1/X 1952 г.

	Районы по условиям инфильтрации и испарения грунтовых вод																																			
	IV, при Z=10—20 м				III, при Z=5—10 м				I и II, при глубинах до воды Z<5 м																				IV при Z=10—20 м							
	Существующий коэффициент земельного использования (КЗИ)																																			
	0,3—0,5				<0,3				0,3—0,5																				<0,3							
	ΔH за счет пита- ния сверху в м *		расстояние от канала в м		ΔH за счет пита- ния сверху в м		расстояния от канала в м		ΔH за счет пита- ния сверху в м		расстояния от канала в м																		ΔH за счет пита- ния сверху в м		расстояния от канала в м					
среднее по району	принятое в расчет	1 550	2 650	среднее по району	принятое в расчет	4 200	5 750	6 850	среднее по району	принятое в расчет	8 400	9 500	11 050	12 150	13 700	14 800	16 350	17 900	19 000	20 550	21 650	23 200	24 300	25 250	27 400	28 500	30 500	31 600	32 700	34 250	среднее по району	принятое в расчет	35 800	37 350	38 900	
Исходная 1/X 1952 г.	—	—	210,5	212,5	—	—	215,5	219,2	220,0	—	—	222,0	222,5	223,0	223,5	223,5	224,8	226,2	227,2	227,5	227,7	228,2	228,0	228,5	228,2	228,0	228,5	228,3	227,0	226,0	225,0	—	—	224,0	223,0	221,8
1/I первого года	+0,04	0	213,5	212,3	+0,06	+0,1	215,6	218,6	220,0	—0,10	—0,1	221,6	222,4	222,9	223,4	224,1	225,0	226,3	226,9	227,4	227,6	228,0	228,0	228,4	228,2	228,0	228,4	228,2	226,8	226,4	225,1	+0,02	0	224,0	222,9	—
			+3,0	—0,2			+0,1	—0,6	+0,2			—0,4	—0,1	—0,1	—0,1	+0,6	+0,2	+0,1	—0,3	—0,1	—0,1	—0,2	0	—0,1	0	0	—0,1	—0,1	—0,2	+0,4	+0,1	0	0,1	—		
1/IV . . .	+0,04	0	215,1	213,1	+0,06	+0,1	215,7	218,7	220,0	+0,25	+0,3	221,8	222,6	223,3	223,8	224,6	225,4	226,5	227,2	227,6	227,9	228,3	228,3	228,7	228,5	228,3	228,7	228,3	227,2	226,7	225,3	+0,02	0	224,0	—	—
			+4,6	+0,6			+0,2	—0,5	0			—0,2	+0,1	+0,1	+0,3	+1,1	+0,6	+0,3	0	+0,1	+0,2	+0,1	+0,3	+0,2	+0,3	+0,3	+0,2	0	+0,2	+0,7	+0,3	0	—			
1/VII . . .	+0,34	+0,3	216,4	214,3	+0,20	+0,2	215,9	218,9	220,1	—0,08	—0,1	221,5	222,4	223,1	223,8	224,5	225,3	226,3	226,9	227,5	227,8	228,1	228,2	228,6	228,4	228,2	228,6	228,1	227,1	226,7	225,3	+0,07	+0,1	224,2	—	—
			+5,9	+1,8			+0,4	—0,3	+0,1			—0,5	—0,1	+0,1	+0,3	+1,0	+0,5	+0,1	—0,3	0	+0,1	—0,1	+0,2	+0,1	+0,2	+0,2	+0,1	—0,2	+0,1	+0,7	+0,3	+0,2	—			
1/X . . .	0	0	217,0	215,1	—0,15	—0,2	216,4	218,7	219,8	—0,49	—0,5	221,0	221,0	222,6	223,3	224,1	224,9	225,8	226,7	227,0	227,3	227,7	227,7	228,1	227,9	227,7	228,1	227,6	226,5	226,2	224,8	—0,05	—0,1	—	—	—
			+6,5	+2,6			+0,9	—0,5	—0,2			—1,0	+0,7	—0,4	—0,2	+0,6	+0,1	—0,4	—0,5	—0,5	—0,4	—0,5	—0,3	—0,4	—0,3	—0,3	—0,4	—0,7	—0,5	+0,2	—0,2	—				
1/I второго года	+0,03	0	217,6	—	+0,20	+0,2	—	218,8	—	—0,02	0	221,1	—	222,6	—	224,2	—	—	226,3	226,9	227,2	227,7	227,7	228,1	227,9	227,8	228,1	227,5	—	—	—	+0,06	+0,1	—	—	—
			+7,1	—			—	0,4	—			—0,9	—	—0,4	—	+0,6	—	—	—0,9	—0,6	—0,5	—0,5	—0,3	—0,4	—0,3	—0,2	—0,4	—0,8	—	—	—	—	—			
Итого ΔH	+0,45	+0,3	—	—	+0,37	+0,4	—	—	—	—0,44	—0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,12	+0,1	—	—	—

* Изменение уровня грунтовых вод за счет питания сверху за предшествующий промежуток времени $\Delta t = 3$ месяца

Уровни воды — в абсолютных отметках; Z — глубина до воды в м.

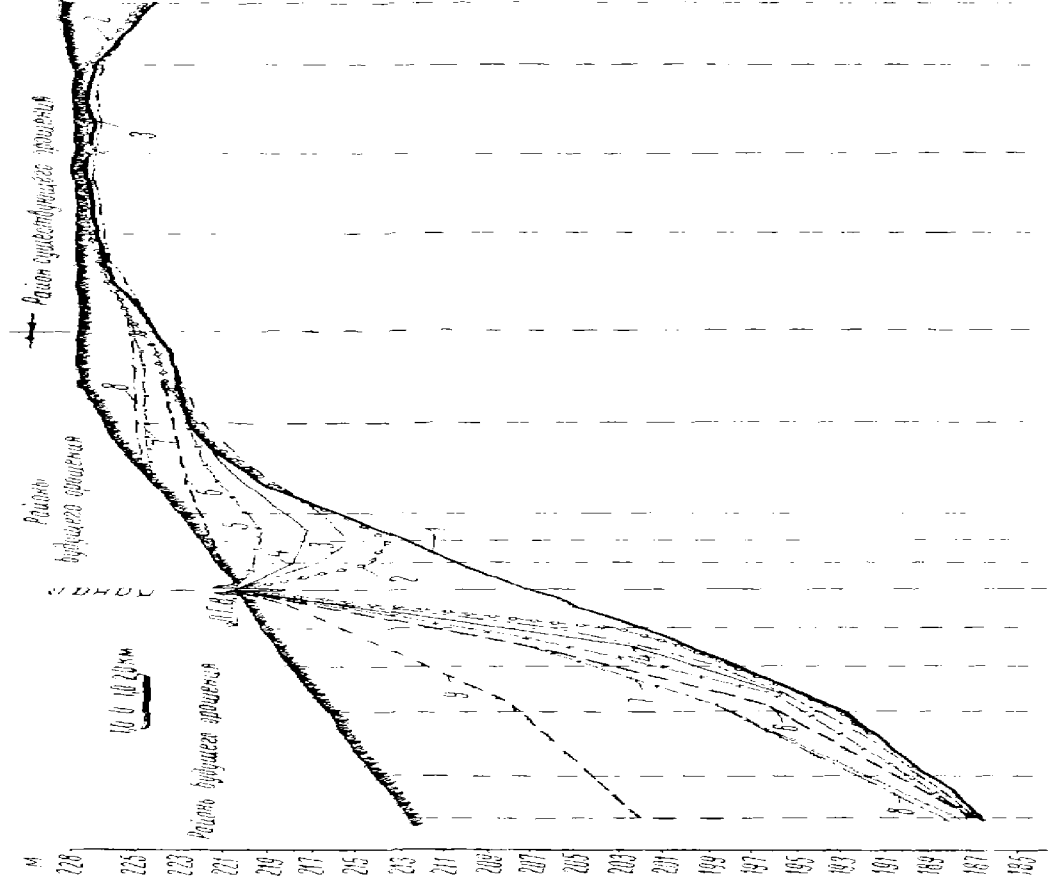


Рис. 49. Развитие подпора грунтовых вод в зоне влияния матричного канала и изменение уровня воды на орошаемых землях

1—исходная кривая депрессии на 1.V. 1963 г. Растетные кривые депрессии: 2—по методу конечных разностей; 3—через 160 суток (по I.VI); 4—через 225 суток; 5—по формуле (II); 6—Н. Н. Верещагина без учета изменения питания сверху (в 13 км поодаль от канала); 7—через 2 года; 8—через 5 лет; 9—через 10 лет; 10—через 20 лет; 11—через 25 лет после наполнения канала; 12—предельная кривая депрессии

**Результаты расчета уровней грунтовых вод для первого года после начала эксплуатации магистрального канала севернее трассы
(по методу конечных разностей)**

Дата, на которую составляется прогноз	Районы по условиям инфильтрации и испарения грунтовых вод																			
	IV—при $Z=10-20$ м								V при $Z>20$ м											
	Существующий коэффициент земельного использования (КЗИ)																			
	0,3—0,5								< 0,3											
	ΔH за счет пита- ния сверху в м*		расстояние от канала в м			ΔH за счет пита- ния сверху в м		расстояние от канала в м												
	среднее по району	принятое в расчет	1 100	2 200	3 300	среднее по району	принятое в расчет	4 400	5 950	7 050	8 150	9 250	10 900	11 900	13 000	14 100	15 650	16 750	17 850	18 950
Исходная на 1/X 1952 г.	—	—	205,0	202,3	200,0	—	—	198,0	195,0	193,2	192,0	191,0	189,2	188,0	187,0	186,0	184,7	183,8	183,8	182,0
I/I первого года	+0,03	0	$\frac{208,0}{+3,0}$	$\frac{202,4}{+0,1}$	$\frac{200,2}{+0,2}$	+0,02	0	$\frac{198,2}{+0,2}$	$\frac{195,2}{+0,2}$	$\frac{193,5}{+0,3}$	$\frac{192,2}{+0,2}$	191,0	189,2	188,1	187,1	186,1	184,7	183,9	183,8	$\frac{182,0}{0}$
I/IV первого года	+0,04	0	$\frac{211,0}{+6,0}$	$\frac{202,2}{-0,1}$	$\frac{200,3}{+0,3}$	+0,03	0	$\frac{198,2}{+0,2}$	$\frac{195,4}{+0,4}$	$\frac{193,7}{+0,5}$	$\frac{192,2}{+0,2}$	191,1	189,3	188,2	187,1	186,1	184,8	183,8	183,0	—
I/VII перво- го года	+0,40	+0,40	$\frac{212,2}{+7,2}$	$\frac{205,5}{+3,2}$	$\frac{200,9}{+0,9}$	+0,19	0,2	$\frac{198,4}{+0,4}$	$\frac{195,7}{+0,7}$	$\frac{194,0}{+0,8}$	$\frac{192,6}{+0,6}$	191,3	189,5	188,4	187,4	186,3	185,0	184,2	—	—
I/X первого года	0	0	$\frac{213,1}{+8,1}$	$\frac{206,4}{+4,1}$	$\frac{201,6}{+1,6}$	0	0	$\frac{198,9}{+0,9}$	$\frac{195,9}{+0,9}$	$\frac{194,1}{+0,9}$	$\frac{192,6}{+0,6}$	191,4	189,6	188,5	187,4	186,4	185,0	—	—	—
I/I второго года	+0,03	0	—	—	—	0	0	—	—	—	—	—	$\frac{189,6}{+0,4}$	$\frac{188,5}{+0,5}$	$\frac{187,5}{+0,5}$	$\frac{186,5}{+0,5}$	—	—	—	—
Итого ΔH	+0,5	+0,4				+0,24	+0,2													

Примечания: 1. В числителе—уровни воды в абсолютных отметках в м.

2. В знаменателе — изменение уровня в м.

3. Z — глубина до грунтовой воды в м.

4. * За три предшествующие месяца

вых вод будет испытывать медленный подъем в среднем около 0,4—0,6 м/год и реже до +0,9 м/год. При этом за счет инфильтрационного питания грунтового потока этот подъем не будет превышать 0,5 м/год. Общее повышение уровня является следствием увеличения величины питания грунтовых вод в связи с повышением КЗИ до 0,51 против существующего КЗИ $< 0,3$ и следствием плохих условий подземного оттока.

2. На землях, также расположенных севернее трассы канала, но в пределах I—II районов (с глубиной до воды 3—5 м) ожидаемый подъем уровня грунтовых вод за год составит около 0,4 м/год. При более высоких КЗИ ($> 0,5$) подъем грунтовых вод будет еще выше — до 1 и более метров.

3. Для области южнее трассы магистрального канала, где КЗИ в основном останется без изменения и при этом сократятся оросительные нормы против наблюдавшихся в анализированном году, а, следовательно, уменьшится водоподача на единицу площади против многоводного 1952 г. (за исключением районов с неглубоким залеганием воды и высоким КЗИ, где возможен подъем уровней), ожидается некоторое понижение зеркала грунтовых вод за годовой цикл. Так, например, по таблице величин питания грунтовых вод для этих районов (см. табл. 14) вероятное изменение уровня за счет изменений питания составит: в I—II районах (КЗИ $> 0,5$) +0,76 м/год, при КЗИ 0,3—0,5 —0,36 м/год, в III районе при КЗИ 0,3—0,5 +0,28 м/год и т. д. Суммарное годовое изменение уровня с учетом инфильтрации и подземного оттока, как это получается по методу конечных разностей, за зоной подпора грунтовых вод от канала, равно для IV района (КЗИ $< 0,3$) — около +0,20 м; в III районе (КЗИ $< 0,3$) от —0,5 до +0,9 м; в I и II районах (КЗИ 0,3—0,5) от —0,7 до +1 м.

Примерно те же изменения уровня мы получили по упрощенному методу прогноза, разработанному автором.

4. Роль подземного стока в южной части района в процессе формирования уровней грунтовых вод при новом режиме орошения крайне незначительна. Так, например, если суммарное изменение уровней за год в I и II районах инфильтрации по методу конечных разностей составляет в большинстве случаев —0,4—(—0,6) м/год, то за счет превышения суммарного испарения над инфильтрацией при новом водопользовании это изменение уровней составляет —0,44 м/год.

Однако, как указывалось выше, в отдельных местах тех же районов, где существующий КЗИ $> 0,5$, весьма вероятен подъем уровня до +0,76 м/год.

Что касается зоны подпора грунтовых вод, то подъем уровней там весьма интенсивен уже в первые годы после пуска магистрального канала.

§ 5. Определение краткосрочных колебаний уровня грунтовых вод при поливах

Выше мы рассматривали расчеты изменения уровня грунтовых вод под влиянием подпора от магистрального канала и в связи с введением нового режима орошения. Эти изменения, происходящие довольно длительное время, мы определяли за различные промежутки времени — от месяца до нескольких лет. При этом мы рассмотрели общую направленность процесса формирования будущего режима грунтовых вод, знание которого необходимо для решения ряда практически важных вопросов (изменение мелиоративного состояния земель, обоснование необходимости дренажа и т. д.)

Однако, помимо длительных изменений уровня, при каждом поливе и вслед за ним грунтовые воды испытывают соответственно наиболее резкие подъемы и более плавные спады. Знать эти кратковременные колебания уровня представляет также немаловажный практический интерес в связи с решением вопросов о приближении высокоминерализованных грунтовых вод к корневой системе растений, об эффективности проектируемого дренажа на том или ином участке и т. д.

Для определения величины подъема грунтовых вод при поливе во времени в различных точках орошаемого массива могут быть с успехом использованы решения дифференциального уравнения неустановившегося движения грунтовых вод, предложенные Н. Н. Веригиным [1950] и П. Я. Полубариновой-Кочиной [1952] для условий полосообразного полива при непроницаемом водоупоре.

Во время полива на орошаемом массиве образуется бугор грунтовых вод, который в межполивной период выравнивается за счет растекания и испарения этих вод.

Рассчитаем величину подъема зеркала грунтовых вод при поливе и затем спад его на поливном участке полосообразной формы, имеющем расстояние между распределительными каналами, равное 1000 м. Это примерно отвечает продольной схеме расположения временной распределительной сети для новой системы орошения¹.

Средние величины, входящие в расчет по соответствующим уравнениям (II, 46), (II, 47), (II, 48), примем, исходя из условия уже рассмотренного района, следующими:

Средняя мощность грунтового потока $h = 100$ м, коэффициент фильтрации водоносного пласта $k = 3$ м/сутки; водоотдача или недостаток насыщения пород $\mu = 0,1$; инфильтрационное питание грунтовых вод при поливе $w = 8,2$ мм/сутки, взятое по данным ранее выполненного расчета для балансового участка

¹ Продольная схема расположения временной распределительной сети характерна размещением временных оросителей параллельно подивным бороздам.

(район скважины 33) за период с 23/V по 26/V 1952 г.; ширина поливной полосы $2l = 1000$ м.

Расстояния от оси полосы, для которых ниже определим изменения уровня грунтовых вод при поливе, примем равными $x_1 = 0$, $x_2 = 100$ м и $x_3 = 450$ м. Время, считаемое от начала полива $t = 4$ суток, отвечает продолжительности полива.

Для этих данных вначале вычислим $a = \frac{k h_{\text{ср}}}{\mu} = \frac{3 \cdot 100}{0,1} = 3000$; по формулам (II, 51), (II, 52) вычислим величины $\lambda_1 = \frac{x+l}{\sqrt{2at}}$; $\lambda_2 = \frac{x-l}{2\sqrt{at}}$ и по формуле (II, 49) $\bar{S}(x, t)$. Вычисления сведем в табл. 17.

Таблица 17

Вычисление функции $\bar{S}(x, t)$

x	λ_1	λ_2	$F(\lambda_1)$	$F(\lambda_2)$	$S(x, t)$
0	2,28	-2,28	1,10	-1,10	2,20
100	2,74	-1,83	1,07	-1,16	2,28
450	4,33	-0,23	1,03	-4,99	3,77

При определении $F(\lambda_1)$ и $F(\lambda_2)$ пользуемся табл. 3 (см. стр. 59), имея в виду, что $F(-\lambda) = -F(\lambda)$.

На основании этого и формулы (II, 47) находим мощности грунтового потока в конце полива на разных расстояниях от оси поливной полосы. Расчеты помещены в табл. 18.

Таблица 18

Расчет уровня грунтовых вод

x	h_e^2	$\frac{1}{2} \cdot \frac{w}{k} l^2$	$\bar{S}(x, t)$	$2 \left(1 + \frac{x^2}{l^2} \right)$	h
0	100 ²	342	2,20	2,00	100,33
100	100 ²	342	2,28	2,08	100,33
450	100 ²	342	3,77	3,62	100,25

Так как этот пример взят из орошаемого района, в котором производились наблюдения за уровнем в течение рассматриваемого полива, то представляет интерес сравнение расчетного изменения уровня с фактически наблюдавшимся. Это сопоставление для расстояния x от 100 до 450 м приводим в табл. 19.

Как видно из этой таблицы, расчетное изменение уровня близко к фактически наблюдавшемуся.

Для расчета уровней грунтовых вод при растекании бугра их и наличии испарения с зеркала воды на том же орошаемом уча-

Сопоставление расчетного и фактического изменения уровня грунтовых вод

Средняя расчетная мощность потока h в м	Наблюдавшаяся мощность потока в начале полива h_e в м	Расчетное изменение уровня $\Delta h'$	Фактическое изменение уровня Δh в м
100,29	100,00	+0,29	+0,21

стке по уравнению (II, 55) П. Я. Полубариновой-Кочиной поступаем следующим образом.

Учитывая данные расчетного испарения грунтовых вод с том же балансовом участке в период с 27/V по 31/VII 1952 г. и фактические глубины до воды (y), принимаем прямолинейную зависимость между s и y в виде $s = \beta - \alpha y$.

Вычисление параметров β и α этого уравнения производим на основании табл. 20, составленной по данным расчетов с учетом колебаний уровня грунтовых вод на том же участке, с применением метода конечных разностей.

Таблица 20

Расчетные величины испарения грунтовых вод

Период	Испарение грунтовых вод в м, сутки	Глубина до воды в м	Примечание
27/V—31/V 1952 г. 1/VII—31/VII 1952 г	0,0056 0,0011	0,71 1,66*	* Средняя величина за указанный период с учетом фактического изменения уровня грунтовых вод

После подстановки этих данных в последнее уравнение получаем $\alpha = 0,00475$ и $\beta = 0,009$.

Для применения уравнения (II, 55) П. Я. Полубариновой-Кочиной к расчету уровней воды вначале находим:

$$b^2 = \frac{\alpha}{\mu} = \frac{0,00475}{0,1} = 0,00475;$$

$H^* = m - \frac{\beta}{\alpha}$ (где $m = H + y = 100$ м, H — уровень воды, считая от водоупора).

$$H^* = 100 - \frac{0,009}{0,00475} = 100 - 1,9 = 98,1.$$

На основании этого применяем уравнение (II, 55):

$$H(x, t) = H^* + e^{-bt} \left\{ H_0 - H^* + \frac{H_1 - H_0}{2} \left[\Phi \left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}} \right) + \Phi \left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}} \right) \right] \right\},$$

где $H(x, t)$ — искомый уровень в сечении x , считая от оси полосы;

t — время, отсчитываемое от начала растекания бугра грунтовых вод (в данном примере начало относится к 31. V 1952 г.);

$2l$ — ширина поливной полосы, равная 1000 м.

В начальный момент бугор в разрезе принят прямоугольным, так что $H(x, 0) = H_0$ — соответствует $|x| > l$ — уровню в основании бугра; при $|x| < l$ $H(x, 0) = H_1$ — уровню в повышенной части бугра.

В нашем примере примем $H_1 = 101,1$ м, $H_0 = 100$ м (согласно данным по скважинам 33 и 34 на первый из указанных в таблице периодов).

$$\text{Величина } a = \frac{kh}{\mu} = \frac{3 \cdot 100}{0,1} = 3000.$$

Время t примем равным 30 и 61 суткам.

Подставив числовые значения в написанное выше уравнение (II, 55), будем иметь для различных значений t и расстояний x от оси бугра различные величины уровня грунтовых вод при их растекании и испарении. Результаты расчета сводим в табл. 21 (для $x = 0$).

Таблица 21

Расчет уровня грунтовых вод

t в сутках	H^*	e^{-bt}	$H_0 - H^*$	$\frac{H_1 - H_0}{2}$	$\Phi \left(\frac{l-x}{2\sqrt{at}} \right)$	$\Phi \left(\frac{l+x}{2\sqrt{at}} \right)$	$H(0, t)$
30	98,1	0,985	1,9	0,55	0,7613	0,7613	100,8
61	98,1	0,971	1,9	0,55	0,5912	0,5912	100,5

Так как в нашем примере $t = 30$ суток отвечает 30 июня, а $t = 61$ суток — 31 июля 1952 г., то можно заметить из данных фактических наблюдений, что к этим срокам было приурочено понижение уровня на 0,32 и 0,95 м. Согласно выполненным расчетам, имеем соответственно $-\Delta H = 101,1 - 100,8 = 0,3$ м и $-\Delta H_2 = 101,1 - 100,58 = 0,52$ м.

Как видно, результат теоретического расчета уровня грунтовых вод весьма близок к фактически наблюдавшемуся.

Из рассмотрения этих примеров расчета кратковременных колебаний уровня во время поливов и после их окончания можно сделать следующие выводы:

1. Метод аналитического решения дифференциальных уравнений неустановившегося движения грунтовых вод дает весьма хорошую сходимость прогнозируемых уровней с фактически наблюдавшимися.

2 Применять этот метод необходимо для прогноза подъема уровня при поливах и расчета спада его между поливами для конкретных поливных участков.

3 Одним из условий применения этого метода, как и других, рассмотренных выше, является знание величины инфильтрационного питания грунтовых вод при поливах и величины испарения грунтовых вод в межполивной период.

В качестве этого условия для рассмотренного примера был выполнен расчет питания грунтовых вод на опытном балансовом участке (в частности, по скважине 33) по методу конечных разностей, исходя из фактически наблюдавшихся колебаний уровня.

4. Для расчета во времени высоты бугра грунтовых вод, формирующегося при каждом поливе и растекающегося в межполивной период, необходимо учитывать наиболее вероятные продолжительности высокого и низкого стояния грунтовых вод при поливах. Для определения этого времени необходимо располагать планами поливов (в частности, сроками их проведения на конкретных участках). Непосредственную помощь в определении возможных колебаний уровня при поливах могут оказать графики ранее наблюдавшихся изменений уровня в аналогичных природных и водохозяйственных условиях.

§ 6. Применение метода корреляционных зависимостей для прогноза уровней грунтовых вод в орошаемом районе

В период до перехода на новый режим орошения на старых орошаемых землях прогноз изменений среднемесячных уровней грунтовых вод может выполняться приближенно на основании корреляционных зависимостей между этими уровнями и районной водоподачей на орошение, а также дефицитом влажности воздуха, определяющим интенсивность испарения воды с дневной поверхности.

Для примера приводим результат подсчета коэффициента корреляции между этими тремя переменными, выбранными для одного из административных районов, располагающихся в наиболее интенсивно орошаемой части оазиса

Этими переменными являются z — среднемесячная осредненная для выбранного района глубина до грунтовой воды (по данным 14 наблюдательных скважин) в m от поверхности земли; x — месячная водоподача на орошение в район в млн. m^3 ; y — среднемесячный дефицит влажности воздуха по ближайшей метеостанции в $mб$

Всего было учтено 36 месяцев за 1951—1953 гг., что позволило подсчитать при $n = 36$ (число наблюдений) частные и общий коэффициенты корреляции. Результаты расчета сведены в табл. 22, фактические данные изображены графически на рис. 50.

Расчет коэффициента корреляции по наблюдавшимся

Дата	Водо- дача на ороше- ние x в млн. м ³	Средний дефицит влажно- сти воз- духа y в мб	Глубина до грун- товых вод в районе z в м	$\Delta x = x -$ $-x_0$	$\Delta y = y -$ $-y_0$	$\Delta z = z -$ $-z_0$	Δx^2	Δy^2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1951 г.								
I	0,98	2,1	4,06	-20,33	-12,54	0,4	413,31	157,25
II	10,88	2,8	4,14	-10,43	-11,84	0,48	108,79	140,19
III	34,46	7,2	4,01	13,15	-7,44	0,35	172,92	55,35
IV	21,91	14,8	3,66	0,60	0,16	0,00	0,36	0,03
V	24,8	22,1	3,58	3,49	7,46	-0,08	12,18	55,65
VI	40,8	26,9	3,53	19,49	12,26	-0,13	379,86	150,31
VII	42,2	32,4	3,61	20,89	17,76	-0,05	436,39	315,42
VIII	35,2	30,4	3,72	13,89	15,76	0,06	192,96	248,38
IX	15,2	21,2	3,83	-6,11	6,56	0,17	37,33	43,63
X	14,70	10,0	3,89	-6,61	-4,64	0,23	43,69	21,53
XI	10,95	5,1	3,88	-10,36	-9,54	0,22	107,33	91,01
XII	2,33	4,2	4,15	-18,98	-10,44	0,49	360,24	103,99
1952 г.								
I	2,90	2,1	4,14	-18,41	-12,54	0,48	338,93	157,25
II	18,53	3,3	3,82	-2,78	-11,34	0,16	7,73	122,60
III	23,39	4,5	3,51	2,08	-10,14	-0,15	4,33	102,82
IV	18,61	10,2	3,19	-2,70	-4,44	-0,47	7,29	19,71
V	29,8	30,5	3,19	8,49	15,36	-0,47	72,08	257,54
VI	46,0	27,6	2,72	24,69	12,96	-0,94	609,60	167,96
VII	42,7	33,5	3,00	21,39	18,86	-0,66	457,53	355,70
VIII	37,2	30,0	3,30	15,89	15,36	-0,36	252,49	235,93
IX	20,1	17,3	3,50	-1,21	2,66	-0,16	1,46	7,08
X	14,90	12,3	3,53	-6,41	-2,34	-0,13	41,09	5,48
XI	11,28	5,2	3,45	-10,03	-9,44	-0,21	100,60	89,11
XII	6,93	2,4	3,64	-14,38	-12,24	-0,02	206,78	149,82
1953 г.								
I	0	3,8	4,07	-21,31	-10,84	0,41	454,12	117,51
II	17,36	7,4	4,01	-3,95	-7,24	0,35	15,60	52,42
III	35,56	5,2	3,69	14,25	-9,44	0,03	203,06	89,11
IV	11,68	10,2	3,52	-9,63	-4,44	-0,14	92,74	19,71
V	32,2	19,1	3,42	10,86	4,46	-0,24	118,59	19,89
VI	33,8	27,0	3,42	12,49	12,36	-0,24	156,00	152,77
VII	37,7	34,0	3,61	16,39	19,36	-0,05	268,63	374,81
VIII	30,8	29,0	3,81	9,49	14,36	0,15	90,06	206,21
IX	12,7	18,1	3,78	-8,61	3,46	0,12	74,13	11,97

данным для орошаемого района

Δz^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x \Delta z$	$\Delta y \Delta z$	$\Delta x + \Delta y + \Delta z$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)^2$
10	11	12	13	14	15
0,16	254,94	-8,13	-5,02	-32,47	1054,20
0,23	123,49	-5,04	-5,68	-21,79	474,80
0,12	-97,84	4,60	-2,60	6,06	36,72
0,0003	0,10	0,00	0,00	0,76	0,58
0,0064	26,04	-0,28	-0,60	10,87	118,15
0,0169	238,95	-2,53	-1,59	31,62	999,82
0,0025	371,01	-1,05	-0,89	38,60	1489,96
0,0036	218,91	0,83	0,95	29,71	882,68
0,0289	-40,08	-1,04	1,12	0,62	0,38
0,0529	-30,6	-1,52	-1,07	11,02	121,44
0,0424	98,83	-2,28	-2,10	-19,68	387,30
0,2401	198,15	-9,26	-5,12	-28,93	836,94
0,2304	230,86	-8,84	-6,02	-30,47	928,42
0,0256	31,53	-0,45	-1,81	13,96	194,88
0,0225	-21,09	-0,31	1,52	-8,21	67,40
0,2209	11,99	1,27	2,09	7,61	57,91
0,2209	134,65	-3,99	-7,45	23,88	570,25
0,8836	319,98	-23,21	-12,18	36,71	1347,62
0,4356	403,42	-14,12	-12,45	39,59	1567,37
0,1296	244,07	-5,72	-5,53	30,89	954,19
0,0256	-3,22	0,19	-0,43	1,29	1,66
0,0669	15,00	0,83	0,30	-8,88	78,85
0,0441	94,68	2,11	1,98	-19,68	387,30
0,0004	176,01	0,29	0,24	-26,64	709,69
0,1681	231,00	-8,74	-4,44	-31,74	1007,43
0,1225	28,60	-1,38	-2,53	-10,84	117,51
0,0009	-134,52	0,43	-0,28	4,84	23,43
0,0196	42,76	1,35	0,62	-14,21	201,92
0,0576	48,57	-2,61	-1,07	15,11	228,31
0,0576	154,38	-3,00	-2,97	24,61	605,65
0,0025	317,31	-0,82	-0,97	35,70	1274,49
0,0225	136,28	1,42	2,15	24,00	576,00
0,0144	-29,79	-1,03	0,41	-5,03	25,30

Дата	Водопо- дача на ороше- ние x в млн. m^3	Средний дефицит влажно- сти воз- духа y в $mб$	Глубина до грун- товых вод в районе z в m	$\Delta x = x - x_0$	$\Delta y = y - y_0$	$\Delta z = z - z_0$	Δx^2
1	2	3	4	5	6	7	8
1953 г.							
X	10,89	9,0	3,79	-10,42	-5,64	0,13	108,58
XI	12,07	5,2	3,69	-9,24	-9,44	0,03	85,38
XII	5,72	1,0	3,82	-15,59	-13,64	0,16	243,05
Σ	767,23	527,1	131,68	+207,56	-179,60	+4,42	6275,18
n	36	36	36	-207,40	+179,66	-4,50	—
ср	21,31	14,64	3,66	—	—	—	—

Средние квадратичные отклонения

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\Sigma \Delta x^2}{n-1}} = 13,4$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\Sigma \Delta y^2}{n-1}} = 11,2$$

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\Sigma \Delta z^2}{n-1}} = 0,32$$

$$R = \sqrt{\frac{r_{xz}^2 + r_{yz}^2 - 2r_{xy}r_{xz}r_{yz}}{1 - r_{xy}^2}} = 0,64$$

$$a_1 = \frac{r_{xz} - r_{yz}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_x} = -0,01$$

$$a_2 = \frac{r_{yz} - r_{xz}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_y} = -0,0073$$

Общий коэффициент корреляции оказался равным $R = 0,64$, вероятная ошибка коэффициента корреляции $E_R = \pm 0,674 \times \frac{1-R^2}{\sqrt{n}} = \pm 0,066$. Предельная ошибка этого коэффициента $\pm 4E_R = \pm 0,26$. Так как коэффициент $R = 0,64 > 4E_R$, то связь исследуемых переменных достаточно тесная. Доказательством связи между рассматриваемыми явлениями является сохранение

Δy^2	Δz^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x \Delta z$	$\Delta y \Delta z$	$\Delta x + \Delta y + \Delta z$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)^2$
9	10	11	12	13	14	15
31,81	0,0169	58,77	-1,36	-0,73	-15,93	253,77
89,11	0,0009	87,23	-0,28	-0,28	-18,65	347,82
186,05	0,0256	212,65	-2,49	-2,18	-29,07	845,07
4409,51	3,6700	+4215,29	-96,18	-74,61	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—

Коэффициент корреляции

$$r_{xy} = \frac{\Sigma \Delta x \Delta y}{n \sigma_x \sigma_y} = 0,78$$

$$r_{xz} = \frac{\Sigma \Delta x \Delta z}{n \sigma_x \sigma_z} = -0,62$$

$$r_{yz} = \frac{\Sigma \Delta y \Delta z}{n \sigma_y \sigma_z} = -0,58$$

Уравнение регрессии:

$$z - 3,66 = -0,010(x - 21,31) - 0,0073(y - 14,64).$$

Средняя ошибка уравнения регрессии

$$S_z = \sigma_z \sqrt{1 - R^2} = 0,32 \quad \sqrt{1 - 0,41} = 0,32 \cdot \sqrt{0,59} = 0,25$$

Вероятная ошибка коэффициента корреляции

$$E_R = 0,674 \cdot \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}} = \pm \frac{0,59}{6} \cdot 0,674 = \pm 0,066.$$

у величины $R \pm 4 E_R$, т. е. $0,64 \pm 0,26$, знака коэффициента корреляции.

Коэффициенты уравнения регрессии $a_1 = -0,01$ и $a_2 = -0,0073$, что позволяет написать окончательно искомое уравнение регрессии в виде: $z = -0,010x - 0,0073y + 3,98$.

Средняя ошибка уравнения регрессии, определенная по формуле $S_z = \sigma_z \sqrt{1 - R^2}$ (где $\sigma_z = 0,32$ — среднее квадратичное от-

клонение величины z , $R = 0,64$ — общий коэффициент корреляции), оказалась равной $\pm 0,25$ м.

Пользуясь найденным уравнением регрессии, можно приближенно решить следующие задачи:

1. По заданной величине водоподачи x в район и по средне-многолетней величине дефицита влажности воздуха y найти средне-месячную глубину стояния грунтовых вод в районе (осредненно для всей его площади).

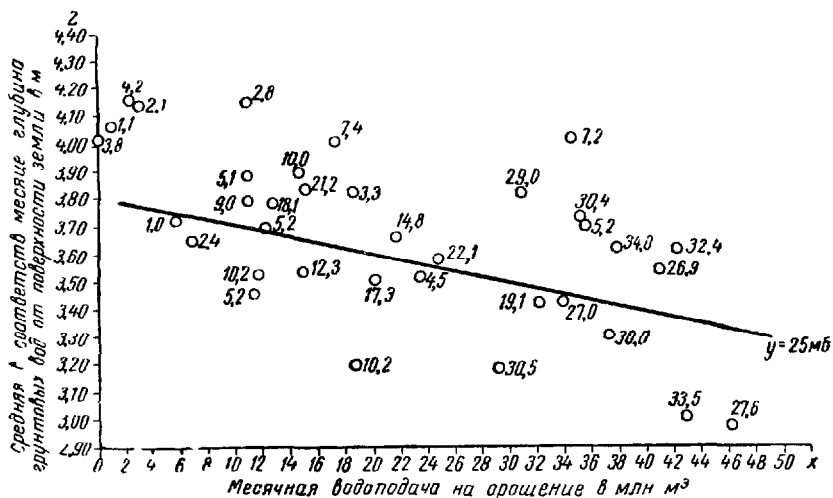


Рис. 50. Зависимость средней по району глубины до воды (z) от водоподачи на орошение (x) и от дефицита влажности воздуха (y). Цифры около точек — дефицит влажности воздуха в мб

2. Найти оптимальную водоподачу в район при сохранении в нем среднего за три года (1951—1953) или за больший ряд лет (если известны данные) уровня стояния грунтовых вод в районе.

Для иллюстрации первой задачи рассмотрим пример: $x = 42,2$ млн. м^3 (для июля 1951 г.); $y = 32,4$ мб (для того же месяца); тогда $z = -0,01 \cdot 42,2 - 0,0073 \cdot 32,4 + 3,98 = 3,32$ м. Фактическая (по данным наблюдения) по указанному числу наблюдательных пунктов глубина до воды (осредненно) в районе в этот месяц составляла 3,61 м.

Если бы мы взяли дефицит влажности воздуха по средним за три года данным 14,6 мб, то получили бы $z = 3,45$ м.

Как видно, дефицит можно принимать равным среднемного-летнему за соответствующий месяц.

В качестве иллюстрации второй задачи примем: $z = 3,66$ м, $u_{\text{ср}} = 14,64$ мб; на основании этого $x = (3,98 - 0,0073 \cdot 14,64 - -3,66) \cdot 100 = 21$ млн. м^3 .

Безусловно, что рассмотренный пример подсчета коэффициента корреляции не является идеальным. Все же R оказался низ-

ким Мы считаем, что если бы увеличить число точек (скважин), по которым можно более точно определить средний уровень по району, то связь изучаемых переменных получилась бы более тесной.

Если учесть, что между месячной водоподачей на орошение в тот или иной район оазиса и среднемесячным расходом ближайшей реки существует тесная зависимость, то это обстоятельство дает возможность при прогнозе уровней грунтовых вод оперировать расходами указанной реки, а не водоподачей на орошение

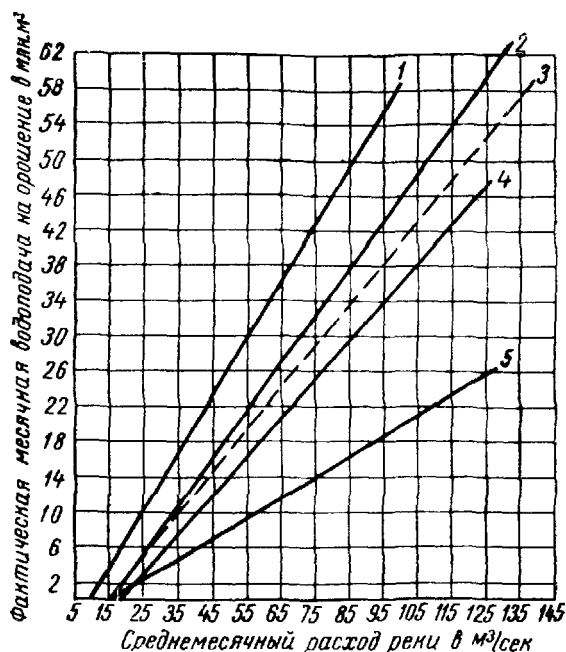


Рис. 51. Зависимость районной водоподачи на орошение от среднемесячных расходов питающей реки

Административные районы 1 й, 2 й, 3 й, 4 й, 5-й, расчетный пример относится к 1 му району

Если на основании гидрологического прогноза ближайшей реки ожидается в данном месяце расход ее $75 \text{ м}^3/\text{сек}$, то по графику связи водоподачи в данный район со стоком реки (рис. 51) ориентировочно находим вероятную водоподачу в район в размере 43 млн. м^3 . При среднем дефиците влажности воздуха $14,64 \text{ мб}$ получим по известному уравнению регрессии возможную среднюю глубину до грунтовой воды в районе: $z = -0,01 \cdot 43 - 0,0073 \cdot 14,64 + 3,98 = 3,44 \text{ м}$ от дневной поверхности.

Применяя аналогичные зависимости для других районов оазиса и для годового изменения уровня в целом, ориентировочно можно предсказать уровень грунтовых вод на начальный момент

перед пуском в эксплуатацию магистрального канала. Зная этот уровень и расчетный для конца первого года после освоения новой системы орошения согласно ранее выполненному прогнозу (хотя бы по упрощенному методу автора), можно вычислить более реальное изменение высоты зеркала воды после начала освоения новой системы. Последнее в свою очередь уточнит связанное с этим изменением уровня изменение мелиоративного состояния земель после последнего года перед эксплуатацией канала.

Заключение

Основной задачей методической части нашей работы являлось рассмотрение возможных методов прогноза изменения уровней грунтовых вод в связи с орошением.

Придавая большое значение заблаговременной и обоснованной постановке полевых исследований режима и баланса грунтовых вод в целях составления указанного прогноза, мы уделяли много внимания подготовке исходных данных, которые получают на основе этих исследований.

Рассмотрение исходных данных к прогнозу, в том числе и баланса грунтовых вод, на широкой основе с учетом природных и водохозяйственных условий должно помочь работникам гидрогеологических станций более рационально поставить свои исследования, чтобы обеспечить возможность выполнения расчетного прогноза любым методом.

Подробное изложение требований к изучению природных условий района работ преследовало цель — максимально использовать гидрогеологические знания о районе исследований, без которых невозможны правильный выбор метода прогноза и оценка расчетных параметров, включающих комплекс данных о водоносных горизонтах, режиме вод, воднофизических свойствах пород и т. д.

Для применения некоторых методов (например метода корреляции) прогноза потребуется значительно меньше исходных данных, чем рассмотрено нами.

Необходимо в процессе практического пользования изложенными методами прогноза учитывать область их применения и точность получаемых результатов.

На основании выполненной работы можно сказать по этому вопросу следующее:

Вопросы прогноза уровней при коренном изменении режима грунтовых вод, в связи с проведением крупных ирригационных каналов, устройством водохранилищ, наиболее легко и точно решаются методами, основанными на аналитических решениях дифференциальных уравнений неустановившегося движения. Ограниченность их практического применения пока связана с тем,

что они разработаны пока для относительно простых схем движения грунтовых вод.

Прогноз изменения уровней грунтовых вод неплоского движения последних (двухмерные задачи) при любой схеме строения водоносного пласта и любых граничных и начальных условиях принципиально просто выполняется по методу конечных разностей. Единственная трудность этого метода заключается в громоздком и трудоемком вычислении. На помощь этому могут придти счетные машины, которые с успехом применяются для любых расчетов.

Гидрогеологи, изучающие условия движения и формирования подземных вод, безусловно должны стремиться в своих расчетах отразить все многообразие естественно-исторической и водохозяйственной обстановки. С этой точки зрения метод конечных разностей, впервые примененный для анализа режима и расчета подпора вод Г. Н. Каменским, заслуживает особого внимания.

Необходимо также использовать метод общего водного баланса как для контроля расчетов, так и при детализации общих схем баланса, которые дает этот метод. Оценке баланса грунтовых вод и последующему составлению прогноза их режима предшествует изучение комплекса геологических и гидрогеологических факторов распределения и движения подземных вод и их круговорота в почво-грунтах для конкретных районов.

Так, например, дифференциация орошаемых оазисов на области и районы по условиям инфильтрационного питания грунтовых вод, их подземного стока и интерпретация общих закономерностей этих процессов на фоне гидрогеологической обстановки имеют не только научное значение для изучения формирования грунтовых вод, но и большую практическую ценность. Это содействует правильному гидромелиоративному районированию земель и разработке мелиоративных мероприятий в районах орошения.

Для прогноза уровней грунтовых вод в освоенных оазисах, где возможно ежегодное изменение вододачи и перераспределение оросительных вод по площади, могут с успехом применяться различные методы. Например, для прогноза уровней на балансовых участках со сложным зеркалом грунтового потока удобен метод конечных разностей. Для прогноза краткосрочных колебаний уровня при каждом поливе и в межполивной период — метод аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения. При относительно установившемся режиме грунтовых вод с ежегодно меняющимися лишь количественными показателями инфильтрации и испарения очень удобен метод корреляции. Но последний должен основываться на большом ряде фактических наблюдений.

Наконец, для ориентировочных прогнозов, требующих лишь анализа гидрогеологической обстановки, подсчета величин питания грунтовых вод и их стока (что необходимо и для ряда дру-

гих методов) удобен упрощенный метод, предложенный автором. Основное преимущество и назначение его — давать объективную оценку предстоящих изменений уровня в конкретной точке или на участке орошаемых массивов в дополнение к более точным, но и более громоздким методам, как, например, методу конечных разностей.

Итак, каждый из рассмотренных методов предназначен для решения конкретных задач, перечень которых дан в работе. Многие из них позволяют решить одни и те же вопросы с разной степенью точности, в зависимости от сложности природной обстановки. При комплексном применении нескольких методов прогноза достигается взаимный контроль получаемых результатов.

В целях прогноза уровней грунтовых вод на вновь осваиваемых землях, помимо постановки наблюдений над режимом и главнейшими элементами баланса грунтовых вод, важно выбрать и детально изучить участки-аналоги среди орошаемых площадей. В ряде случаев при ориентировочном прогнозе можно использовать относительные величины инфильтрации, показатели испарения и данные об условиях оттока вод орошаемых территорий для использования этого в качестве исходных данных при прогнозе на новых массивах.

При постановке балансовых исследований на опытных участках надо иметь в виду, что выбранный участок должен быть типичным для данного гидрогеологического района (в отношении геологического строения, условий нахождения и движения подземных вод, степени неоднородности водоносных толщ). На выбранном участке должны выращиваться типичные для данного района сельскохозяйственные культуры и должны быть общепринятые севооборот и режим орошения. При достаточно больших размерах участка важно иметь площади с различными нормами полива и разной глубиной до воды, что важно для последующего анализа связей между этими условиями и величиной питания грунтовых вод.

Большое внимание при постановке воднобалансовых исследований должно быть уделено характеристике воднофизических свойств почво-грунтов и в первую очередь определению при помощи откачек коэффициента фильтрации, водоотдачи водоносных пород, недостатка насыщения их для зоны аэрации.

Особенно важное значение имеет учет распределения оросительных вод по площади, изучение потерь поливных вод на инфильтрацию, изучение таких же потерь из ирригационной (межхозяйственной и внутрихозяйственной) сети.

Для анализа зависимостей между питанием грунтового потока и водохозяйственными факторами, которые являются основой предварительного прогноза будущего питания, важно иметь ряд опытных участков с оборудованными скважинами для наблюдений и последующего анализа режима грунтовых вод. Такие участки должны находиться в самых разнообразных природных и

водохозяйственных условиях (высокие и низкие террасы, где производится орошение при различном коэффициенте земельного использования, при разном оросительном гидромодуле и т. д.).

При отсутствии таких участков важно иметь ряд наблюдательных створов по направлению потока, по которым расчет основных элементов баланса грунтовых вод можно сопоставить с различными КЗИ, режимами поливов, разными мощностями зоны аэрации и т. д., что является основой для подсчета водного баланса оазиса в целом и в дальнейшем — для прогноза уровней грунтовых вод.

Предлагаемый перечень условий в некоторых случаях может потребовать расширения существующей сети наблюдательных пунктов с охватом больших орошаемых массивов. Это допустимо при постановке задач изучения водного баланса и при необходимости составлять на основе этого прогноз режима грунтовых вод для решения конкретных народнохозяйственных проблем, например, улучшение мелиоративного состояния больших территорий, проведение крупного ирригационного строительства и т. д.

При текущем обслуживании ирригационных систем, для контроля мелиоративного состояния земель, в связи с мероприятиями по борьбе с подъемом грунтовых вод и вторичным засолением почво-грунтов пересмотр существующей сети наблюдательных пунктов ряда гидрогеологических станций с учетом указанных требований может быть также необходим. В этом отношении представленная нами работа должна оказать помощь.

Приведенные в работе рекомендации по методике прогноза уровней грунтовых вод без учета минерализации воды в первую очередь применимы для районов с пресными или с маломинерализованными водами. Для участков с пестрой минерализацией необходим учет плотности воды. Дальнейшее накопление теоретических и обобщение наблюдавшихся данных по фильтрации и балансу грунтовых вод позволит развить существующие методы решения поставленных нами задач. Исследование баланса грунтовых вод должно дополняться изучением баланса солей.

Поэтому задачей первоочередных методических работ является изучение динамики солей в почво-грунтах и разработка методов прогноза изменения химизма вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов С. Ф. О водопроницаемости почво-грунтов при неполном их насыщении. Инж. сборник, т. VII, 1950.
- Аверьянов С. Ф. Зависимость водопроницаемости почво-грунтов от содержания в них воздуха. Докл. АН СССР, т. LXIX, № 2, 1949.
- Аверьянов С. Ф. Приближенная оценка роли фильтрации в зоне «капиллярной каймы». Докл. АН СССР, т. LXIX, № 3, 1949.
- Аверьянов С. Ф. Об изучении режима грунтовых вод методом построения сеток движения. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 4, 1949.
- Аравин В. И. и Нумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформированной пористой среде. Техтеоретиздат, 1953.
- Алпатов А. М. Испарение влаги почвой в связи с орошением. Метеорология и гидрология, № 5—6, 1940.
- Аполлов Б. А. Гидрогеологические информации и прогнозы. Гидрометеоздат, Москва — Свердловск, 1945.
- Аполлов Б. А. Методы водного баланса в применении к гидропрогнозу. Метеорология и гидрология, № 1—2, 1935.
- Биндеман Н. Н. Гидрогеологические расчеты подпора грунтовых вод и фильтрации из водохранилищ. Углетехиздат, 1951.
- Биндеман Н. Н. при участии Белого Л. Д. Справочник по инженерно-гидрогеологическим расчетам при изысканиях для гидроэнергетического строительства. Госэнергоиздат, 1955.
- Большаков А. Ф. Водный режим богарных почв Узбекистана. Тр. почв. ин-та АН СССР, т. XXXII, 1950.
- Бурыгин В. А. К вопросу о водном балансе хлопчатника на засоленных почвах Голодной степи. Бюллетень АН УзССР, № 5, 1947.
- Варзар С. К вопросу об отыскании скрытых периодичностей. Зап. ГИ, т. XIII, 1934.
- Веригин Н. Н. О течениях грунтовых вод при местной усиленной инфильтрации. Докл. АН СССР, т. LXX, № 5, 1950.
- Веригин Н. Н. О неустановившемся движении грунтовых вод вблизи водохранилищ. Докл. АН СССР, т. LXVI, № 6, 1949.
- Веригин Н. Н. О фильтрации из каналов в сухой грунт. Докл. АН СССР, т. LXXIX, № 4, 1951.
- Веригин Н. Н. Фильтрация воды из оросителя ирригационной системы. Докл. АН СССР, т. LXVI, № 4, 1949.
- Веригин Н. Н., Шестаков В. М. Методы расчета движения грунтовых вод в двухслойной среде. Изд. ВНИИ «Водгео», М., 1954.
- Ведерников В. В. Теория фильтрации и ее применение в области дренажа. Госстройиздат, 1939.
- Гармонов И. В., Лебедев А. В. Основные задачи по динамике подземных вод. Госгеоллиздат, М., 1952.
- Гиринский Н. К. Некоторые вопросы динамики подземных вод. Гидрогеология и инженерная геология. Сб. статей, № 9, Госгеоллиздат, 1947.
- Гиринский Н. К. Определение коэффициента фильтрации. Госгеоллиздат, 1950.
- Гиринский Н. К. Комплексный потенциал потока пресных вод со слабо наклонными струйками, фильтрующего в водопроницаемой толще морских побережий. Докл. АН СССР, т. LVIII, № 4, 1947.

Гиринский Н К К расчету установившегося плоского движения двух потоков подземных вод со свободной поверхностью разной минерализации Докл АН СССР т LXXX № 2, 1951

Георгиевский Б М Гидрогеологические процессы и основные закономерности динамики грунтовых вод в Ю Хорезмском оазисе Материалы по гидрогеологии и инженерной геологии УзССР, вып 1, 1937

Калинин Г П Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима Тр ЦНИП, вып 28 (55), 1952

Каменский Г Н Уравнения неуставившегося движения грунтовых вод в конечных рачностях и применение их к исследованию явлений подпора Изв АН СССР, отд техн наук, № 4, 1940

Каменский Г Н Основы динамики подземных вод, изд 2 Госгеол-издат, М, 1943

Каменский Г Н Вопросы гидрохимического режима районов оросительных систем Прикаспийской низменности Изв АН СССР, сер геол, № 1, 1952

Каменский Г Н К методике определения коэффициента « μ » (недостатка насыщения и водоотдачи) в уравнениях неуставившегося движения грунтовых вод Тр лабор гидрогеол проблем АН СССР, т XII, 1955

Каменский Г Н Принципы прогноза гидрохимического режима грунтовых вод северной части Прикаспийской низменности. Тр лабор гидрогеол проблем АН СССР, т XII, 1955

Киселев П А Исследование баланса грунтовых вод по данным их уровня режима Изв АН БССР, № 3, 1952

Ковда В А Происхождение и режим засоленных почв ч I и II, М 1946

Костяков А Н Предупредительные мероприятия против заболачивания и засоления земель Изд НКЗема СССР, М, 1945.

Костяков А Н Режим грунтовых вод под орошаемыми массивами Изв АН СССР, ОТН № 4, 1952

Костяков А Н Основы мелиорации Сельхозгиз, 1951

Коньков Б С и Петров Е К К изучению режима грунтовых вод в Голодной степи Ташкент Тр Ср Аз опытно-иссл ин та водн хоз., сер геол, вып 2/14, 1929

Крылов М М К изучению динамики баланса грунтовых вод в целях гидрогеологического прогноза Изв АН УзССР, вып 2, 1947

Крылов М М О режиме и балансе грунтовых вод Голодной степи. Изд Комитета наук УзССР, Ташкент, 1936

Крылов М. М К методике изучения водного баланса орошаемых районов Изд научно техн и соц эконом литературы УзССР, Ташкент, 1939

Крылов М М Динамика баланса грунтовых вод и методы его изучения в условиях орошаемых районов Узбекистана Автореферат докторской диссертации Изд АН УзССР, Ташкент, 1949

Лебедев А Ф Почвенные и грунтовые воды АН СССР, 1936

Лебедев А В Изучение режима и баланса грунтовых вод по стационарным наблюдениям Сб Методы исследований и расчетов при инж. геол и гидрогеол работах Госгеолиздат, М, 1951

Лебедев А В. Экспериментальный метод изучения испарения и питания грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сб ин-та ВСЕГИНГЕО. Госгеол-издат, 1953

Лебедев А В К вопросу об изучении миграции влаги в почвах и грунтах Вопросы изучения подземных вод и инженерно геологических процессов АН СССР, М, 1955

Легостаев В М Промывные поливы засоленных почв Сельхозгиз, 1953

Леоитьев Н Л Статистическая обработка результатов наблюдений. Гослесбумиздат, 1952

Лукьянов В. С. Гидравлические приборы для технических расчетов. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 2, 1939.

Методические указания к производству гидрогеологической съемки районов орошения Прикаспийской низменности и Заволжья. Изд. АН СССР, М., 1952.

Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеоллиздат, 1954.

Нумеров С. Н. Об учете инфильтрации или испарения воды со свободной поверхности при расчете движения грунтовых вод. Прикл. мат. и мех., т. IV, вып. 5—6, 1940.

Попов В. П. Испарение и баланс влаги на поверхности почвы. Метеорология и гидрология, № 12, 1934.

Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. Техтеоретиздат, М., 1952.

Полубаринова-Кочина П. Я. О динамике грунтовых вод при поливах. Прикл. математика, т. XV, вып. 6, 1951.

Полубаринова-Кочина П. Я. К теории неустановившегося движения в многослойной среде. Прикл. математика и механика, т. XV, вып. 4, 1951.

Роде А. А. Почвенная влага. Изд. АН СССР, М., 1952.

Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение. Сельхозгиз, 1936.

Рыжов С. Н. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1948.

Сляднев А. Ф. Методы изучения динамики влаги и температуры в песках. Тр. Уз. ФАН, Ташкент, 1941.

Сляднев А. Ф. Методы изучения динамики влаги в почво-грунтах хлопковых полей. Тр. Узб. ФАН, сер. 9, вып. 1, 1941.

Севостьянов Ф. Г. К вопросу изучения водного баланса орошаемой территории. Новочеркасск, Инж.-мелиорат. ин-т, 1940.

Силин-Бекчурин А. Н. Специальная гидрогеология. Госгеоллиздат, 1951.

Силин-Бекчурин А. Н. Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам. Тр. лабор. гидрогеол. проблем, т. II, 1949.

Тарасюк Г. Г. Определение полевой влагоемкости грунтов на образцах с ненарушенным строением. Метеорология и гидрология, № 3, 1941.

Уласевич В. А. Предельная полевая влагоемкость и методика ее определения. Химизация соц. земледелия, № 12, 1938.

Федосеев А. П. К вопросу прогнозирования запасов влаги в почве к посеву озимых культур (по одной точке). Метеорология и гидрология, № 6, 1941.

Федосеев А. П. К вопросу определения полевой влагоемкости почвы. Метеорология и гидрология, № 11, 1940.

Фаворин Н. Н. Оросительные каналы и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1954.

Чжан-Вэй-Цинь. Влияние орошения на режим грунтовых вод. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. техн. наук. Изд. МИИВХ им. Вильямса, 1955.

Черняк Г. Я. Методы определения естественной влажности и пористости песчаных грунтов. Изд. ВНИИ «Водгео», 1955.

Шашко Д. И. Расход воды на транспирацию разными сельскохозяйственными культурами. Метеорология и гидрология, № 8, 1949.

Шмидт М. А. Режим грунтовых вод Узбекистана. Комитет наук УзССР, Ташкент, 1938.

Шмидт М. А. О методике изучения режима подземных вод УзССР. Комитет наук УзССР, Ташкент, 1940.

Шаров И. А. Эксплуатация гидромелиоративных систем. Сельхозгиз, 1954.

РАСЧЕТ

инфильтрационного питания грунтовых вод на орошаемом массиве в районе расположения скважин 18, 14, 2, 5, 40 (людерна) за 1931 г. по уравнениям (III, 11) и (III, 1)

Для расчета ω приняты

$$\begin{aligned} a &= 410 \text{ м}, & c &= 335 \text{ м}, & l_a &= 185 \text{ м}, & l_c &= 395 \text{ м} \\ b &= 210 \text{ м}, & d &= 240 \text{ м}, & l_b &= 320 \text{ м}, & l_d &= 415 \text{ м} \\ \omega &= 107\,870 \text{ м}^2, & \mu &= 0,04 & k &= 0,42 \text{ м/сутки} \end{aligned}$$

Дата начального и конечного моментов времени	Проме- жуток времени Δt в сутках	Уровень грунтовых вод в сква- жине 18 H в M	Изменение ур. грунто- вых вод в скважине 18 ΔH_{18} в M	Изменение запаса грун- товых вод в $M/сутки$ $\mu \Delta H_{18} \cdot 1000$ Δt	Дата среднего момента времени	Мощности грунтового потока в $M (h)$ на средний момент времени $(s+1)$					Расчетные величины						Величина питания грунтовых вод w в $M/сутки$
						скв. 18	скв. 14	скв. 2	скв. 5	скв. 40	$k \cdot 1000$ 2ω	$a \frac{(h_{18}^2 - h_{14}^2)}{l_a}$	$b \frac{(h_{18}^2 - h_2^2)}{l_b}$	$c \frac{(h_{18}^2 - h_5^2)}{l_c}$	$d \frac{(h_{18}^2 - h_{40}^2)}{l_d}$	Сумма граф 13—16	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2 I		597,38															
15/III	72	597,13	-0,25	-0,14	7 II	42,24	42,94	43,77	41,89	40,65	0,00195	-132,0	-86,5	25,0	133,0	-60,5	-0,26
8/IV	24	598,21	+1,08	+1,80	27/III	42,83	43,79	44,67	42,36	41,34	0,00195	-183,0	-106,0	33,9	127,0	-128,1	+1,55
15/V	37	599,41	+1,20	+1,30	27/IV	42,94	43,61	44,35	42,51	41,37	0,00195	-128,0	-80,8	31,2	133,5	-44,1	+1,21
20/V	5	599,29	-0,12	-0,96	18/V	42,83	43,38	44,38	42,38	41,27	0,00195	-105,0	-88,8	32,5	132,0	-28,3	-1,02
1/VI	12	597,98	-1,31	-4,37	26/V	43,18	43,74	44,57	42,72	41,30	0,00195	-107,5	-80,3	33,5	160,0	+5,7	-4,36
19/VI	18	599,56	+1,58	+3,51	10/VI	43,21	44,39	44,85	43,27	41,51	0,00195	-228,0	-95,0	-4,4	145,5	-181,9	+3,16
25/VI	6	598,66	-0,90	-6,00	22/VI	44,03	44,16	44,98	43,03	41,95	0,00195	-25,3	-55,5	73,7	180,0	+172,9	-5,66
30/VII	35	599,08	+0,42	+0,48	13/VII	43,15	43,78	44,49	42,91	41,58	0,00195	-121,0	-77,5	17,5	134,5	-46,5	+0,39
1/VIII	2	599,24	+0,16	+3,20	31/VII	44,34	44,49	45,54	42,71	41,29	0,00195	-29,4	-71,0	46,4	263,0	+209,0	+3,61
21/VIII	20	597,06	-1,58	-3,16	11/VIII	42,96	43,60	44,32	42,65	41,12	0,00195	-122,5	-72,3	22,5	156,0	-16,3	-3,19
1/IX	11	597,75	+0,09	+0,33	27/VIII	42,77	43,63	44,23	42,49	40,95	0,00195	-164,0	-83,5	20,2	153,5	-73,8	+0,19
2/X	31	597,34	-0,41	-0,53	17/IX	42,48	43,20	44,07	42,32	40,82	0,00195	-136,0	-90,5	11,5	140,0	-75,0	-0,68
25/X	23	598,06	+0,72	+1,25	14/X	42,80	43,47	44,28	42,53	41,18	0,00195	-127,5	-84,8	19,5	137,5	-55,3	+1,14
31/XII	67	598,84	+0,78	+0,47	28/XI	43,43	44,08	44,84	43,11	41,89	0,00195	-125,5	-81,8	23,5	133,0	-50,8	+0,37

Таблица II

Баланс грунтовых вод для района расположения скважин 18, 14, 2, 5, 40 (лютеран) за 1951 г.

Период	Про- межу- ток	Питание грунтовых вод из в м.м. сутки	Приток грунтовых вод за време- ня оттока $Q_1 - Q_2$ в м.м. сутки $\frac{Q_1 - Q_2}{\Delta t}$	Накопление воды за время Δt в м.м. за счет		Убыль воды в м.м. за время Δt за счет		Ба- ланс воды в м. ΔH (1000)	Контрольный расчет		Приме- чание	
				бокового притока за време- ня оттока $Q_1 - Q_2$ в м.м. сутки $\frac{Q_1 - Q_2}{\Delta t}$	бокового оттока за време- ня оттока $Q_2 - Q_1$ в м. ΔH (1000)	бокового оттока за време- ня оттока $Q_2 - Q_1$ в м. ΔH (1000)	бокового оттока за време- ня оттока $Q_2 - Q_1$ в м. ΔH (1000)		измене- ние уровня воды в м. ΔH (1000)	ба- ланс воды в м. ΔH (1000)		
21-15.III	72	-0,26	0,12	8,7	-	-	18,7	-10,0	0,04	-0,25	-10,0	Средняя дождя 21 2,6 мм
15.III-8.IV	24	-1,55	0,25	6,0	37,2	-	-	+43,2	0,04	+1,08	+43,2	
8.IV-15.V	37	+1,21	0,09	3,3	44,8	-	-	+48,1	0,04	+1,20	+48,0	
15.V-20.V	5	-1,02	0,06	0,3	-	-	5,1	-4,8	0,04	-0,12	-4,8	
20.V-1.VI	12	-4,36	0,01	0,1	-	-	52,3	-52,2	0,04	-1,31	-50,9	
1.VI-19.VI	18	+3,16	0,37	6,3	56,9	-	-	+63,2	0,04	+1,58	+63,2	
19.VI-25.VI	6	-5,66	-0,34	-	-	2,0	34,0	-36,0	-0,04	-0,90	-35,0	
25.VI-30.VII	35	+0,39	0,09	3,2	12,6	-	-	+16,8	0,04	-0,42	+16,8	
30.VII-1.VIII	2	+3,61	-0,41	-	7,2	0,8	-	+6,4	0,04	+0,16	+6,4	
1.VIII-21.VIII	20	-3,19	0,03	0,6	-	-	63,8	-63,2	0,04	-1,53	-63,3	
21.VIII-1.IX	11	+0,19	0,14	1,5	2,1	-	-	+3,6	0,04	+0,09	+3,6	
1.IX-2.X	31	-0,08	0,15	4,7	-	-	21,1	-16,4	0,04	-0,41	-16,4	
2.X-25.X	23	+1,14	0,11	2,5	26,2	-	-	+28,7	0,04	+0,72	+28,8	Средняя дождя 31.XI 6,80 мм
25.X-31.XII	67	+0,37	0,10	6,7	24,4	-	-	+31,1	0,04	+0,79	+31,2	
Итого в м.м.				43,9	219,4	2,8	196,0	-58,5		+1,40	+58,5	
				256,3		197,8						

РАСЧЕТ
инфильтрационного питания грунтовых вод на орошаемом массиве в районе расположения скважин 19, 14, 2, 5, 40 (люцерна) за 1951 г. по уравнениям (III, 11), (III, 1)¹.

Для расчета w приняты:

$$\begin{aligned} a &= 275 \text{ м}, \quad c = 575 \text{ м}, \quad l_a = 375 \text{ м}, \quad l_c = 250 \text{ м}, \quad \omega = 120750 \text{ м}^2 \\ b &= 175 \text{ м}, \quad d = 585 \text{ м}, \quad l_b = 440 \text{ м}, \quad l_d = 345 \text{ м}, \quad k = 0,42 \text{ м/сутки} \\ \mu &= 0,04 \end{aligned}$$

Дата началь- ного и ко- нечного мо- ментов	Промежуток време- ни Δt в сутках	Уровень грунтов. вод в скв. 19 H_{19} в м	Измене- ние уров- ня воды в скв. 19 ΔH в м	Изменение запаса грун- товых вод $\mu \Delta H_{19} \cdot 1000$ $\frac{\Delta l}{\Delta t}$ в мм/сутки	Дата сред- него момен- та времени	Мощности тока h в м момент $(s + t)$		грунтового по- на средний мо- времени			Расчетные величины						Величина питания грунт. вод w в мм/сутки
						скв. 19	скв. 14	скв. 2	скв. 5	скв. 40	$\frac{k \cdot 1000}{2\omega}$	$\frac{a(h_{19}^2 - h_{14}^2)}{l_a}$	$\frac{b(h_{19}^2 - h_2^2)}{l_b}$	$\frac{c(h_{19}^2 - h_5^2)}{l_c}$	$\frac{d(h_{19}^2 - h_{40}^2)}{l_d}$	Сумма граф 13—16	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2, I	72	596,66	—0,20	—0,11	7, II	41,63	42,94	43,77	41,89	40,65	0,00174	—81,20	—72,6	—50,0	136,2	—67,6	—0,23
15, III	24	596,46	+0,90	+1,50	27, III	41,91	43,79	44,67	42,36	41,34	0,00174	—118,2	—95,5	—87,0	80,3	—220,4	+1,12
8, IV	37	597,36	—0,42	—0,45	27, IV	42,16	43,61	44,35	42,51	41,37	0,00174	91,2	—75,5	—68,2	111,7	—123,2	—0,66
15, V	5	596,94	+0,55	+4,40	18 V	42,35	43,88	44,38	42,38	41,27	0,00174	—64,7	—70,2	—5,9	153,0	+12,2	+4,42
20, V	12	597,49	—0,35	—1,17	26, V	42,24	43,74	44,57	42,72	41,30	0,00174	—94,5	—30,5	—93,7	133,0	—135,7	—1,41
1, VI	18	597,14	+1,32	+2,93	10, VI	42,46	44,39	44,85	43,27	41,51	0,00174	—122,5	—83,0	—159,5	134,7	—230,3	+2,53
19, VI	6	598,46	—0,68	—4,53	22 VI	42,93	44,16	44,98	43,03	41,95	0,00174	—78,8	—71,7	—19,8	140,3	—30,0	—4,58
25, VI	35	597,78	—0,54	—0,62	13, VII	42,41	43,78	44,49	42,91	41,58	0,00174	—86,2	—72,0	—98,0	131,8	—124,4	—0,85
30, VII	2	597,24	+0,24	+4,80	31, VII	42,44	44,49	45,54	42,71	41,29	0,00174	—130,5	—108,3	—53,0	163,0	—128,8	+4,58
1, VIII	20	597,48	—0,80	—1,60	11, VIII	42,12	43,60	44,32	42,65	41,12	0,00174	—93,0	—75,4	—103,3	141,0	—130,7	—1,83
21, VIII	11	596,68	+0,28	+1,02	27, VIII	41,76	43,63	44,23	42,49	40,95	0,00174	—116,0	—84,5	—141,5	113,5	—228,5	—0,62
1, IX	31	596,96	—0,22	—0,28	17, IX	41,80	43,20	44,07	42,32	40,82	0,00174	—87,2	—77,5	—101,0	137,0	—128,7	—0,50
2, X	23	596,74	+0,59	+1,02	14, X	42,17	43,47	44,28	42,53	41,18	0,00174	—82,5	—72,5	—70,0	139,5	—85,5	+0,87
25, X	67	597,33	+0,89	+0,53	28, XI	42,82	44,08	44,84	43,11	41,89	0,00174	—80,2	—70,5	—57,3	133,0	—75,0	+0,40
21, XII		598,22															

¹ Расчетная формула имеет вид: $w = \mu \frac{\Delta H_n}{\Delta t} + \frac{k}{2\omega} \left(a \frac{h_n^2 - h_1^2}{l_a} + b \frac{h_n^2 - h_2^2}{l_b} + \frac{h_n^2 - h_3^2}{l_c} + d \frac{h_n^2 - h_4^2}{l_d} \right)$.

Баланс грунтовых вод для района расположения скважин 13, 14, 2, 3, 40 (дпомеры) за 1951 г.

Период	Промежуток времени Δt в сутках	Питание грунтовых вод w в мм/сутки	Приток грунтовых вод за вычетом оттока $Q_{\text{пр}} - Q_{\text{от}}$ в мм/сутки	Накопление воды за время Δt в мм за счет	Убыль воды в мм за время Δt за счет	Баланс воды в мм $\Sigma \Delta H \cdot 1000$	Контрольный расчет		Примечание
							изменение уровня ΔH в мм	баланс воды в мм $\Sigma \Delta H \cdot 1000$ в мм	
				бокового притока за вычетом оттока $Q_{\text{б.пр.}} - Q_{\text{от.}}$	бокового оттока за вычетом притока $Q_{\text{б.от.}} - Q_{\text{пр.}}$				
21-15/III	72	-0,33	0,12	8,6	-	16,6	-0,20	-8,0	Глубина до воды 2,1 м
15/III-8/IV	24	-1,12	0,38	9,1	36,9	-	+0,90	+36,0	
8/IV-15/V	37	-0,66	0,21	7,8	-	24,4	-0,42	-16,8	
15/V-20/V	5	-4,42	0,02	-	22,1	-	-0,55	+22,0	
20/V-1/VI	12	-1,41	0,24	2,9	-	16,9	-0,35	-14,0	
1/VI-19/VI	18	+2,53	0,40	7,2	45,5	-	-1,32	+52,8	
19/VI-25/VI	6	-4,58	0,05	0,3	-	27,5	-0,68	-27,2	
25/VI-30/VI	35	-0,85	0,22	7,7	-	29,7	-0,54	-21,6	
30/VI-1/III	2	+4,58	0,22	0,4	9,2	-	+0,24	+9,6	
1/III-21/III	30	-1,83	0,23	4,6	-	26,6	-0,80	-32,0	
21/III-1/IX	11	-0,62	0,40	4,4	6,8	-	+0,28	+11,2	
1/IX-2/X	31	-0,50	0,22	6,8	-	15,5	-0,22	-8,8	
2/X-25/X	23	+0,87	0,15	3,5	20,0	-	-0,59	-23,5	Глубина до воды 31XIII 1,06 м
25/X-31/XII	67	+0,40	0,13	8,7	26,8	-	+0,89	+35,6	
Итого в мм . . .				72,0	157,3	0,1	+1,36	+62,4	
				-229,3					
				-157,3					

РАСЧЕТ

инфильтрационного питания грунтовых вод на участке расположения скважин 56, 57 и 58
по уравнению (III, 3) за 1951 г.

В расчете приняты: $k = 0,42$ м/сутки, $\mu = 0,04$
Водоупор на атм. 555,0 м

Дата начального и конечного моментов времени	Промежуток времени Δt в сутках	Скважина 57		Дата среднего момента времени	Мощности грунтового потока в м							Питание грунтовых вод в м/сутки
		уровень воды H_{57} в м	изменение уровня воды ΔH в м		скв. 56 $h_{n-1, s+1}$	скв. 57 $h_{n, s+1}$	скв. 58 $h_{n+1, s+1}$	$A = \frac{\mu \Delta H \cdot 1000}{\Delta t}$	$B = \frac{k \cdot 1000}{h_{n-1, n} + h_{n, n+1} + h_{n+1, n+1}}$	$C = \frac{h_{n-1, s+1}^2 - h_{n, s+1}^2}{h_{n-1, n} + h_{n, n+1}}$	$D = \frac{h_{n, s+1}^2 - h_{n+1, s+1}^2}{h_{n, n+1} + h_{n+1, n+1}}$	
2/I	69	2,71	-0,35	7 II	40,85	39,64	38,92	-0,20	1,165	0,540	0,315	-0,46
12/III	27	3,06	-1,01	26 III	42,62	40,27	39,44	+1,50	1,165	1,081	0,338	-0,67
8/IV	32	2,05	-0,38	24 IV	41,55	40,30	39,53	-0,48	1,165	0,570	0,341	-0,75
10/V	5	2,43	+1,08	13 V	42,32	40,47	39,30	+8,65	1,165	0,852	0,520	+0,26
15/V	14	1,35	-0,87	22 V	41,97	40,55	39,58	-2,49	1,165	0,653	0,433	-2,75
29/V	19	2,22	+0,82	8 VI	42,08	40,52	40,31	+1,73	1,165	0,716	0,083	+1,00
17/VI	5	1,40	-0,26	20 VI	42,52	40,97	40,19	-2,08	1,165	0,718	0,352	-2,51
22/VI	31	1,66	-0,48	7 VII	41,97	40,59	39,76	-0,62	1,165	0,633	0,370	-0,93

¹ Считая от поверхности земли.

Дата начала- цот и конц. вре- мнот моментов времени	Про- межу- ток вре- мени в сут. ках	Связка 57		Дата среднего момента вре- мени	Мощности гравитационного потока		$\Delta = \frac{v \Delta t \cdot 1000}{k \cdot 1000}$	$P = \frac{C}{h_{n-1, s+1} + h_{n, s+1}}$	$C = \frac{h_{n-1, s+1}^2 - h_{n, s+1}^2}{h_{n-1, s+1} - h_{n, s+1}}$	$D = \frac{h_{n, s+1}^2 - h_{n-1, s+1}^2}{h_{n, s+1} - h_{n-1, s+1}}$	Питание прынто- вых вод в м.сутки
		Уровень, поды $h_{n-1, s+1}$ в м	назачение Δh в м $h_{n, s+1}$		связ. 56 $h_{n-1, s+1}$	связ. 57 $h_{n, s+1}$					
28.VII	6	2,14	+0,66	26.VII	42,01	40,71	39,52	+4,40	1,165	0,580	+4,32
29.VII	4	1,48	-0,45	31.VII	42,23	40,69	39,57	-4,50	1,165	0,710	-4,75
2.VIII	31	1,93	-0,43	17.VIII	41,93	40,36	39,42	-0,56	1,165	0,720	-0,91
2.IX	2	2,36	+0,32	3.IX	41,68	40,30	39,42	+6,40	1,165	0,628	+6,12
4.IX	5	2,04	-0,10	7.IX	41,85	40,41	39,59	-0,80	1,165	0,660	-1,14
9.IX	214	2,14	+0,55	10.IX	42,23	40,81	39,77	+11,20	1,165	0,655	+10,98
11.IX	2	1,58	-0,46	13.IX	42,13	40,57	39,58	-4,6	1,165	0,717	-4,92
15.IX	18	2,04	-0,36	24.IX	41,72	40,27	39,38	-0,80	1,165	0,660	-1,06
3.X	21	2,40	+0,50	13.X	41,73	40,30	39,47	-0,45	1,165	0,652	0,62
24.X	68	1,90	+0,55	27.XI	42,14	40,86	40,01	+0,23	1,165	0,590	-0,08
31.XII		1,35									

1 Считая от поверхности земли.

Таблица VI
Баланс грунтовых вод для района расположения скважин 36, 37, 38 за 1951 г. (люцерна)

Период	Промежуток времени Δ t в сутках	Питание грунтовых вод $Q_{гв}$ в м ³ /сутки	Питок грунтовых вод за вычетом оттока $Q_{гв} - Q_{от}$ в м ³ /сутки	Накопление во- ды в м за вре- мя Δ t за счет			Убыль воды в м за вре- мя Δ t за счет			Баланс воды в м ³ /1000			Контрольный расчет		
				бюджет притока за выче- том от- тока	инфильтрация $\frac{Q_{гв} - Q_{от}}{\Delta t}$	испарения Δh	бокового оттока за вычетом притока $\frac{Q_{гв} - Q_{от}}{\Delta t}$	в м ³	в м ³	в м ³	в м ³	в м ³	в м ³	в м ³	в м ³
2 I - 12 III	69	-0,46	0,26	17,9	-	-	-	31,8	-13,0	0,04	-0,35	-14,0	-	-	-
12 III - 8 IV	27	+0,67	0,83	32,4	18,1	-	-	-	+40,5	0,04	+1,01	+40,3	-	-	-
8 IV - 10 V	32	+0,35	0,57	8,7	-	-	-	24,0	-15,3	0,04	-0,38	-15,2	-	-	-
10 V - 15 V	5	+8,26	0,39	2,0	41,3	-	-	-	+43,3	0,04	+1,08	+43,2	-	-	-
15 V - 29 V	14	-2,55	0,26	3,6	-	-	-	38,5	-34,9	0,04	-0,87	-34,8	-	-	-
29 V - 17 VI	19	+1,00	0,73	13,9	19,0	-	-	-	+32,9	0,04	+0,82	+32,8	-	-	-
17 VI - 22 VI	5	-3,51	0,43	7,2	-	-	-	12,6	-10,4	0,04	-0,36	-10,4	-	-	-
22 VI - 23 VII	31	-0,93	0,31	9,6	-	-	-	28,8	-19,2	0,04	-0,48	-19,2	-	-	-
23 VII - 29 VII	6	+4,32	0,08	0,5	25,0	-	-	-	+26,4	0,04	+0,66	+26,4	-	-	-
29 VII - 2 VIII	4	-4,75	0,25	1,0	-	-	-	19,0	-18,0	0,04	-0,45	-18,0	-	-	-
2 VIII - 2 IX	31	-0,91	0,55	13,9	-	-	-	28,2	-17,3	0,04	-0,43	-17,2	-	-	-
2 IX - 4 IX	2	-6,12	0,28	0,6	12,2	-	-	-	+12,8	0,04	+0,32	+12,8	-	-	-
4 IX - 9 IX	5	-1,14	0,34	1,7	-	-	-	5,7	-4,0	0,04	-0,10	-4,0	-	-	-
9 IX - 11 IX	2	+10,98	0,22	0,4	21,9	-	-	-	+22,3	0,04	+0,56	+22,4	-	-	-
11 IX - 15 IX	4	-4,92	0,32	1,3	-	-	-	19,7	-18,4	0,04	-0,46	-18,4	-	-	-
15 IX - 8 X	18	-1,06	0,26	4,7	-	-	-	19,1	-14,4	0,04	-0,36	-14,4	-	-	-
8 X - 24 X	21	+0,62	0,33	7,0	13,0	-	-	-	-20,0	0,04	-0,50	-20,0	-	-	-
24 X - 31 XII	68	+0,08	0,21	16,3	3,5	-	-	-	+21,8	0,04	+0,35	+22,0	-	-	-
Итого:				124,7	156,9	-	-	227,4	+312	-	-1,36	+313	-	-	-

Прогноз изменения уровня грунтовых вод на вновь орошаемом массиве

Год	Инфильтрация через подшлюзу корневых слоев в м/сек				Исторические грунтовые воды $\Sigma \Delta \Delta$ в мм	Питание грунтовых вод $\Sigma \Delta \Delta$ в мм	Дефицит до предельной полезной влажности в начале года в мм	Дефицит до предельной влажности полей в конце года в мм	Дифференциал вод $\Delta \Delta \Delta$ в мм	Изменение запасов грунтовых вод $\Sigma \Delta \Delta$ в мм	Изменение уровня грунтовых вод $\Delta \Delta \Delta$ в мм	В мм по вод.	Примечание
	от по- шлюз (2%)	от по- шлюз (2%)	от по- шлюз (2%)	от по- шлюз (2%)									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	465	97,5	44	141,5	-	-	340,0	398,5	-	-	-	20,00	Средне-годовая норма осадков равна 280 мм
2	480	100,5	44	144,5	-	-	338,5	254,0	-100	+100	-0,25	19,75	
3	683	143,0	44	187,0	-	-	254,0	67,0	-200	+200	+0,50	19,25	
4	500	105,0	44	149,0	-	+82,0	67,0	-	+250	+100	+2,67	16,58	
5	332	120,0	44	136,0	-	+155,0	-	-	+350	+19,0	+4,77	11,81	
6	563	118,0	44	162,0	-	+162,0	-	-	+400	+20,0	+5,05	6,76	
7	523	109,7	44	133,7	100,0	+33,7	-	-	+500	+103,7	+2,39	4,17	
8	537	127,7	44	156,7	150,0	+6,7	-	-	+550	+6,7	+1,29	2,88	
9	545	114,3	44	158,3	227,4	-69,1	-	-	+650	-41	-0,10	2,98	
10	495	104,0	44	148,0	227,4	-79,4	-	-	+700	-34	-0,23	3,21	
11	460	96,5	44	140,5	227,4	-86,9	-	-	+750	-11,9	-0,29	3,50	
12	485	102,0	44	146,0	227,4	-81,4	-	-	+850	-3,6	-0,09	3,41	
13	450	94,5	44	138,5	227,4	-88,9	-	-	+900	+1,1	-0,03	3,38	
14	340	75,5	44	119,5	227,4	-107,9	-	-	+950	-12,9	-0,32	3,70	
15	413	86,7	44	130,7	227,4	-93,7	-	-	+1000	+3,3	+0,08	3,62	
16	410	86,0	44	130,0	227,4	-97,4	-	-	+1100	+12,6	+0,32	3,30	
17	340	82,0	44	126,0	227,4	-101,4	-	-	+1150	+13,6	+0,34	2,96	
18	442	97,0	44	141,0	227,4	-86,4	-	-	+1200	+33,6	+0,84	2,12	
19	467	99,6	44	143,6	227,4	-83,8	-	-	+1250	+41,2	+1,03	1,09	
20	394	82,7	44	126,7	227,4	-100,7	-	-	+1250	+24,3	+0,61	0,48	

Сопоставление водных балансов за 1961 г. для отдельных участков брошаемого массива (в мм слоя воды)

Периоды		Район скв. 57									Район скв. 18									Район скв. 19								
скв. 57	скв. 18-19	$w \Delta t$	$\frac{Q_1-Q_2}{\omega} \Delta t$	$\mu \Delta H$	$N \Delta t$	$\frac{P_1-P_2}{\omega} \Delta t$	$D_1 \Delta t$	$D_2 \Delta t$	$(V-Z_k) \Delta t$	$\frac{\Delta H}{B \cdot M}$	$w \Delta t$	$\frac{Q_1-Q_2}{\omega} \Delta t$	$\mu \Delta H$	$N \Delta t$	$\frac{P_1-P_2}{\omega} \Delta t$	$D_1 \Delta t$	$D_2 \Delta t$	$(V-Z_k) \Delta t$	$\frac{\Delta H}{B \cdot M}$	$w \Delta t$	$\frac{Q_1-Q_2}{\omega} \Delta t$	$\mu \Delta H$	$N \Delta t$	$\frac{P_1-P_2}{\omega} \Delta t$	$D_1 \Delta t$	$D_2 \Delta t$	$(V-Z_k) \Delta t$	$\frac{\Delta H}{B \cdot M}$
2/I-12/III	2/I-15/III	-31,8	+17,9	-13,9	I, II, III	—	—	—	—	-0,35	-18,7	+8,7	-10,0	58,8	—	—	—	—	-0,25	-16,6	+8,6	-8,0	58,8	—	—	—	—	-0,20
12/III-8/IV	15/III-8/IV	+18,1	+22,4	+40,5	58,8	—	—	—	—	+1,01	+37,2	+6,0	+43,2	—	—	—	—	—	+1,08	+26,9	+9,1	+36,0	—	—	—	—	—	+0,90
8/IV-10/V	8/IV-15/V	-24,0	+8,7	-15,8	IV, V	—	—	—	—	-0,38	+44,8	+3,3	+48,1	—	—	—	—	—	+1,20	-24,4	+7,8	-16,6	—	—	—	—	—	-0,42
10/V-15/V	15/V-20/V	+41,3	+2,0	+43,3	64,8	46,9	—	—	—	+1,08	-5,1	+0,3	-4,8	64,8	94,9	—	—	—	-0,12	+22,1	-0,1	+22,0	64,8	94,9	—	—	—	+0,55
15/V-29/V	20/V-1/VI	-38,5	+3,6	-34,9	—	—	—	—	—	-0,87	-52,3	+0,1	-52,2	—	—	—	—	—	-1,31	-16,9	+2,9	-14,0	—	—	—	—	—	-0,35
29/V-17/VI	1/VI-19/VI	+19,0	+13,9	+32,9	VI	—	—	—	—	+0,82	+56,9	+6,3	+63,2	—	—	—	—	—	+1,58	+45,5	+7,2	+52,7	—	—	—	—	—	+1,32
17/VI-22/VI	19/VI-25/VI	-12,6	+2,2	-10,4	26,4	125,1	—	—	—	-0,26	-34,0	-2,0	-36,0	26,4	70,4	—	—	—	-0,90	-27,5	+0,3	-27,2	26,4	70,4	—	—	—	-0,68
22/VI-23/VII	25/VI-30/VII	-28,8	+9,6	-19,2	VII	—	—	—	—	-0,48	+13,6	+3,2	+16,8	—	—	—	—	—	+0,42	-29,7	+7,7	-22,0	—	—	—	—	—	-0,54
23/VII-29/VII	30/VII-1/VIII	+25,9	+0,5	+26,4	9,6	68,0	—	—	—	+0,66	+7,2	-0,8	+6,4	9,6	—	—	—	—	+0,16	+9,2	+0,4	-9,6	9,6	—	—	—	—	+0,24
29/VII-2/VIII	1/VIII-21/VIII	-19,0	+1,0	-18,0	VIII	—	—	—	—	-0,45	-63,8	+0,6	-63,2	—	—	—	—	—	-1,58	-36,6	+4,6	-32,0	—	—	—	—	—	-0,80
2/VIII-2/IX	21/VIII-1/IX	-28,2	+10,9	-17,3	0	0	—	—	—	-0,43	+2,1	+1,5	+3,6	—	—	—	—	—	+0,09	+6,8	+4,4	+11,2	0	—	—	—	—	+0,28
2/IX-4/IX	1/IX-2/X	+12,2	+0,6	+12,8	—	—	—	—	—	+0,32	-21,1	+4,7	-16,4	16,2	—	—	—	—	-0,41	-15,5	+6,8	-8,7	16,2	—	—	—	—	-0,22
4/IX-9/IX	—	-5,7	+1,7	-4,0	—	—	—	—	—	-0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9/IX-11/IX	—	+21,9	+0,4	+22,3	IX	—	—	—	—	+0,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11/IX-15/IX	—	-19,7	+1,3	-18,4	16,2	226,5	—	—	—	-0,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15/IX-3/X	—	-19,1	+4,7	-14,4	—	—	—	—	—	-0,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3/X-24/X	2/X-25/X	+13,0	+7,0	+20,0	X	102,0	—	—	—	+0,50	+26,2	+2,5	+28,7	102,0	—	—	—	—	+0,72	+20,0	+3,5	+23,5	102,0	—	—	—	—	+0,59
24/X-31/XII	25/X-31/XII	+5,5	+16,3	+21,8	XI, XII	102,8	—	—	—	+0,55	+24,4	+6,7	+31,1	102,8	—	—	—	—	+0,78	+26,8	+8,7	+35,3	102,8	—	—	—	—	+0,89
Всего за год		-70,5	+124,7	+54,2	380,6	466,5	—	—	917,6	+1,36	+17,4	+41,1	+58,5	380,6	165,3	—	—	528,5	+1,46	-9,9	+71,9	+62,0	380,6	165,3	—	—	555,8	+1,56
Из них:																												
1. Инфильтрация $\Sigma w_1 \Delta t$		156,9	—	—	—	—	—	—	—	—	212,4	—	—	—	—	—	—	—	—	157,3	—	—	—	—	—	—	—	—
2. Испарение грунтовых вод $\Sigma \mu \Delta H$		227,4	—	—	—	—	—	—	—	—	195,0	—	—	—	—	—	—	—	—	167,2	—	—	—	—	—	—	—	—
3. Превышение притока над оттоком $\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$		—	124,7	—	—	—	—	—	—	—	—	43,9	—	—	—	—	—	—	—	—	72,0	—	—	—	—	—	—	—
4. Превышение оттока над притоком $\Sigma \frac{\Delta Q}{\omega} \Delta t$		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Осадки даны за указанные римскими цифрами месяцы в мм слоя воды.

Условное обозначение см. в тексте для уравнений (1, 7).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Исходные данные для прогноза уровней грунтовых вод на массивах орошения	9
§ 1. Характеристика гидрогеологических условий орошаемой территории и их анализ для целей прогноза режима грунтовых вод	9
§ 2. Природные и искусственные факторы, определяющие режим и баланс грунтовых вод	12
§ 3. Воднофизические характеристики водоносных пород и грунтов зоны аэрации	20
§ 4. Анализ режима грунтовых вод за предшествующий период	22
§ 5. Анализ существующего и учет проектируемого режима орошения	27
Глава II. Методы прогноза изменения уровней грунтовых вод на орошаемых территориях	30
Прогноз изменения уровней грунтовых вод, основанный на применении уравнений неустановившегося движения вод в конечных разностях	30
§ 1. Одномерная задача	31
1. Однородный водоносный пласт	31
2. Неоднородный водоносный пласт	37
§ 2. Двухмерная задача	38
§ 3. Определение разности между притоком и оттоком грунтовых вод для заданных условий прогноза	42
§ 4. Расчет предельного положения уровня грунтовых вод	44
§ 5. Ориентировочный подсчет времени установления предельного положения уровня грунтовых вод	46
Прогноз применения уровней грунтовых вод, основанный на аналитических решениях дифференциальных уравнений неустановившегося движения	47
§ 6. Изменение уровней грунтовых вод под влиянием подъема горизонта воды в канале (реке)	48
§ 7. Определение уровня грунтовых вод при возникновении местной усиленной инфильтрации	52
§ 8. Определение совместного влияния на режим грунтовых вод подпора в канале (реке) и усиленной местной инфильтрации	55
§ 9. Расчет времени предельного подъема уровня грунтовых вод	56
§ 10. Расчет колебаний уровня грунтовых вод при поливах	56
1. Подъем уровня грунтовых вод при поливе	56
2. Понижение уровня грунтовых вод в межполивной период	60
Прогноз изменения уровней грунтовых вод на основе составления общего водного баланса	62

Упрощенный метод прогноза уровней грунтовых вод на массивах орошения	64
§ 11. Использование зависимостей между элементами баланса грунтовых вод	65
§ 12. Способ аналогий	68
§ 13. Метод корреляционных зависимостей	72
Глава III. Определение величины питания грунтовых вод и параметров водоносного пласта	78
§ 1. Расчет питания грунтовых вод	78
1. Расчет изменения запасов грунтовых вод $\mu\Delta H$	83
2. Расчет расхода грунтового потока	84
§ 2. Определение погрешности расчета питания грунтовых вод при допущении одинаковой плотности воды	91
§ 3. Определение погрешности расчета питания грунтовых вод при наличии около расчетных скважин местных повышений уровня воды	96
§ 4. Определение параметров водоносного пласта	98
Определение расчетной мощности грунтового потока	104
§ 5. Основные требования, предъявляемые к расположению наблюдательных скважин	106
Глава IV. Примеры прогноза изменения уровней грунтовых вод на орошаемых территориях	113
§ 1. Расчет баланса грунтовых вод и понижения уровней при сокращении водоподачи	113
§ 2. Приближенный прогноз изменения уровня грунтовых вод на вновь осваиваемых землях	132
§ 3. Прогноз изменения уровня грунтовых вод вне зоны влияния магистрального канала упрощенным методом автора	133
§ 4. Прогноз изменения уровня грунтовых вод на массивах орошения под влиянием совместного воздействия на грунтовой поток подпора от магистрального канала и изменения инфильтрационного питания грунтовых вод сверху по методу конечных разностей	138
§ 5. Определение краткосрочных колебаний уровня грунтовых вод при поливах	149
§ 6. Применение метода корреляционных зависимостей для прогноза уровней грунтовых вод в орошаемом районе	153
Заключение	160
Литература	164
Приложения таблицы I—VIII	167

АНАТОЛИЙ ВИКТОРОВИЧ ЛЕБЕДЕВ
ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Редактор Ф. М. Бочевер
Техн. редактор О. А. Гурова
Корректор Р. Я. Гольдберг

Сдано в набор 5/IX 1956 г.
Формат бумаги 60×92¹/₁₆.
Т-07829.

Печ. л. 11+1¹/₁₆ л. вкл.
Тираж 5000 экз.

Подписано в печать 16 VIII 1957 г.
Уч.-изд. л. 12,68. Бум. л. 6,25.
Заказ № 1251 Цена 6 р. 35 к.

Картофабрика Госгеолтехиздата

О П Е Ч А Т К И

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
13	2 сверху	μ сутки	$\mu^3/\text{сутки}$
49	15 сверху	$\Phi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\lambda} e^{-\lambda'^2} d\lambda'$	$\Phi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\lambda} e^{-\lambda'^2} d\lambda$
63	13 снизу	$\mu\mu/\text{сутки}$	$\mu^3/\text{сутки}$
95	2 сверху	$\mu = 0,10 \text{ н}$	$\mu = 0,10 \text{ и}$
95	табл. 4, графа 2	-2,78	-2,77
103	19 снизу	$\left(\tau, \frac{x}{L}\right)$	$F_0\left(\tau, \frac{x}{L}\right)$
168	1 снизу	$+\frac{h_n^2 - h_3^2}{I_c}$	$+\text{C} \frac{h_n^2 - h_3^2}{I_c}$
170	табл. IV, графа 4	0,02	-0,02
173	табл. VI, графа 3	+0,75	-0,75
175	15 снизу	применения	изменения