А.В. ЛЕБЕДЕВ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД



А. В. ЛЕБЕДЕВ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1976

УДК 556.3

Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1976, 223 с.

Книга содержит систематическое изложение методов изучения баланса грунтовых вод, баланса и переноса влаги в зоне аэрации. Среди этих методов более подробно освещен гидродинамический, основанный на анализе режима подземных вод. Рассмотрены аналитический метод и метод конечных разностей. Исследование влагопереноса в зоне аэрации рассмотрено применительно к изучению его закономерностей и для оценки питания грунтовых вод, а также по данным режимных наблюдений, но уже за гидротермическим режимом почвогрунтов в ненасыщенной зоне. Новые методические разработки автора иллюстрированы примерами из производственных условий. Методы экспериментального определения элементов водного баланса содержат новые методические положения, полученные после первого издания книги.

Необходимые подготовительные работы и рекомендации по организации, проведению воднобалансовых исследований в различных природных зонах рассмотрены как часть единой методики, которая предназначена для широкой гидрогеологической и гидрологической практики.

Книга рассчитана на широкий круг гидрогеологов, гидрологов и гидромелиораторов.

Табл. 15, ил. 67, список лит. — 130 назв.

Л $\frac{20806-058}{043\ (01)-76}$ 50—76

© Издательство «Недра», 1976

ПРЕДИСЛОВИЕ

За время, прошедшее с момента выхода в свет первого издания книги (1963 г.), в связи с бурным ростом народного хозяйства широко развились исследования баланса грунтовых вод в СССР. Развитие наук гидрогеологии, гидрологии и смежных с ними отраслей знания способствовало совершенствованию методов изучения баланса грунтовых вод.

В этой связи во втором издании книги содержится целенаправленное изложение методов изучения баланса грунтовых вод, баланса и переноса влаги в зоне аэрации применительно к решению различных практических и научных задач.

Среди этих методов более подробно рассмотрены расчетные, основанные на гидродинамическом анализе наблюдаемого режима грунтовых вод (метод конечных разностей и аналитический), приведены методы изучения влагопереноса и баланса влаги в зоне аэрации на основе результатов стационарных наблюдений за гидротермическим режимом почвогрунтов ненасыщенной зоны. В книге рассмотрены также методы экспериментального исследования некоторых элементов общего водного баланса, что позволяет изучать взаимосвязь элементов водного режима и баланса вод в различных поясах зоны неполного и полного насыщения и на дневной поверхности.

Необходимые подготовительные работы и рекомендации по организации и проведению исследований баланса грунтовых вод составляют неотъемлемую часть комплексной методики, изложенной в книге для широкого круга гидрогеологов, гидрологов и гидромелиораторов.

В отличие от первого издания здесь более широко рассмотрены аналитические методы, применяемые и разработанные автором для гидродинамического анализа режима подземных вод, а также для анализа влагопереноса в зоне аэрации.

Среди экспериментальных методов дальнейшее развитие получил лизиметрический метод, рассматриваемый применительно к оценке главнейших элементов баланса подземных вод. Приведенные в книге рекомендации по расчету осадков и испарения, заимствованные из работ гидрологов и гидрометеорологов, должны помочь широкому кругу специалистов целенаправленно проводить воднобалансовые исследования.

Книга не претендует на полноту рассмотрения затронутых вопросов, в основу ее положены гидрогеологическое направление изучения формирования грунтовых вод и оценка их баланса.

Автор надеется, что книга будет полезной при проведении широких воднобалансовых работ в связи с решением задач мелиорации земель (орошение, осушение), водоснабжения за счет подземных вод и осуществлением гидротехнического строительства.

Все замечания и рекомендации по улучшению книги автор просит направлять по адресу: Москва, Бол. Ордынка, 32, ВСЕГИНГЕО.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы все большее значение приобретает проблема рационального использования и охраны водных ресурсов страны. Эта проблема связана с техническим прогрессом и все расширяющимся влиянием хозяйственной деятельности человека на окружающую среду.

Рост городов, промышленности, интенсификация сельского хозяйства на основе проведения мелиорации земель, расширение водопотребления для различных нужд хозяйства и других водохозяйственных мероприятий существенно изменяют водный режим и баланс воды на поверхности, в почвах и подземных пластах проницаемых горных пород.

Для целенаправленного управления водным режимом крупных территорий, включающего в себя изъятие подземной воды для водоснабжения, борьбу с водопритоками в горные выработки при разработке месторождений полезных ископаемых, дренаж грунтовых вод при мелиорации земель, обоснование поливного орошения в засушливых областях, организацию искусственного восполнения запасов подземных вод, а также проведение мероприятий по их охране от загрязнения и т. п., на первый план выдвигается решение задач по оценке и прогнозу режима и баланса подземных вод.

Эти гидрогеологические задачи базируются на изучении естественного и нарушенного режимов разных типов подземных вод, их водного, солевого и теплового балансов, проводимых с различной детальностью в разных районах СССР Министерством геологии, Министерством мелиорации и водного хозяйства, Гидрометеослужбой и другими ведомствами.

Сущность перечисленных задач сводится к анализу гидрогеологических процессов накопления или восполнения запасов подземных вод разных типов во времени и в пространстве, к познанию закономерностей их движения и количественной оценке в целом их баланса во взаимосвязи с водами на поверхности, в атмосфере и глубоких недр Земли. В гидрогеологическом аспекте эти задачи объединяются в одной проблеме формирования подземных вод.

Решение задач по балансу подземных вод и прогнозу режима их должно базироваться на комплексном изучении вод суши как единого целого, включая воды приземного слоя атмосферы, воды зоны неполного насыщения (аэрации) и зоны полного насыщения — грунтовых вод, напорных межпластовых и артезианских вод зоны активного водообмена.

Методы количественного изучения грунтовых и межпластовых вод как в естественных, так и в нарушенных хозяйственной деятельностью человека условиях основываются на: 1) глубоком исследовании общей гидрогеологической обстановки территорий; 2) изучении региональной и локальной динамики подземных вод; 3) исследовании генетических связей динамики и режима подземных вод с гидрометеорологическими факторами на поверхности и в зоне аэрации; 4) применении различных гидрологических, гидродинамических, гидрофизических и физико-математических расчетов и моделирования природных

процессов влагопереноса, солеобмена и теплообмена в системе атмосфера — почва — горные породы.

Рассматривая проблему изучения баланса грунтовых вод как в естественных, так и в нарушенных условиях в виде части более общей проблемы оценки общего водного баланса суши, мы считаем, что она имеет достаточно самостоятельное значение, поскольку для нее четко формулируются вопросы исследований и разработаны методы их решения. Проблема оценки баланса грунтовых вод носит глобальный характер в силу широкого распространения грунтовых вод, подчиняющихся вертикальной и горизонтальной зональности.

За период, прошедший после первого издания книги (1963 г.), значительно развились методы изучения общего водного баланса и баланса подземных вод.

В связи с возросшей ролью знаний о водном балансе в развитии народного хозяйства Главное управление Гидрометеослужбы СССР включило в план основных работ составление текущих водных балансов речных водосборов. Министерство геологии СССР значительно расширило сеть гидрогеологических наблюдений за подземными водами. Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР приступило к организации широкой сети наблюдательных станций для водобалансовых исследований в стране. Государственным гидрологическим институтом опубликован ряд методических указаний по изучению элементов водного баланса (1966, 1967 гг.). Много ценных работ посвящено проблеме изучения испарения (Будаговский, 1964; Кузнецов, 1966; Шебеко, 1965; Константинов, 1968; Ганиев, 1974 и др.).

Применительно к мелиорации земель исследования водного баланса и баланса грунтовых вод получили дальнейшее развитие в работах С. И. Харченко (1966, 1968 и др.), Д. М. Каца (1967), И. Е. Жернова (1972), Б. С. Маслова (1970), Н. Н. Ходжибаева, М. С. Алимова (1966) и других исследователей.

Ценные региональные исследования водного баланса и баланса подземных вод получили отражение в работах И. Б. Вольфцуна (1972), К. Д. Ткаченко (1965), А. В. Лебедева (1967, 1972), И. С. Зекцера (1968), Г. С. Ефимова (1966), Е. Ф. Вознесенской (1966), П. А. Киселева (1967), В. А. Гейнца (1967), М. Ф. Козлова, Я. М. Шилинской (1972) и др.

Дальнейшее развитие экспериментальные методы определения и гидродинамических расчетов элементов баланса грунтовых вод получили в работах А. Г. Булавко (1971), И. Б. Вольфцуна (1972), В. Е. Водогрецкого (1973), М. И. Львовича (1969), А. В. Лебедева (1971), В. С. Ковалевского (1974), П. А. Киселева (1964, 1967) и др.

Успешно развиваются гидрофизические и тепловодно-физические методы определения влагопереноса в зоне аэрации. Развитие этих методов и использование их применительно к расчету питания грунтовых вод дано в работах А. М. Глобуса (1969), В. Н. Чубарова (1968), Э. Чайлдса (1973), И. С. Пашковского (1971, 1973), А. В. Лебедева (1972) и др.

Наиболее полное обобщение экспериментальных и расчетных методов определения элементов общего водного баланса и баланса подземных вод приведено в методических работах, опубликованных ЮНЕСКО в связи с проведением Международного гидрологического десятилетия (МГД). Среди этих работ следует иметь в виду «Репрезентативные и экспериментальные бассейны» (1971) и «Изучение грунтовых вод» (Ground water studies) (1972).

Успешно развивается метод математического и аналогового моделирования гидрогеологических процессов (Жернов, 1969; Шестаков, 1969; Шаманский, 1969 и др.).

Применительно к задачам гидрогеологического обоснования мелиоративных систем методика воднобалансовых исследований изложена в Методическом руководстве по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям, изданном Министерством мелиорации и водного хозяйства СССР (1972 г.). В нем кратко рассмотрены экспериментальные и расчетные методы, многие из которых получили дальнейшее развитие в настоящей работе.

Предлагаемая вниманию читателя книга посвящена монографическому описанию различных методов изучения баланса грунтовых вод, которые используются как в естественных, так и в нарушенных условиях режима. Примеры использования этих методов показывают большие возможности их для познания процессов формирования грунтовых вод.

В первых двух главах рассмотрены конкретные задачи изучения баланса подземных вод, а также основные направления в этом изучении.

Третья глава содержит описание требований, предъявляемых к проведению подготовительных работ, предшествующих изучению баланса грунтовых вод. Придавая большое значение этим работам в начальной стадии исследований, автор дает методические рекомендации по выполнению этих работ.

В четвертой главе изложены методы гидродинамического анализа режима подземных вод и составления баланса вод по данным стационарных наблюдений. Первое место занимает аналитический метод, который позволяет при наименьшей затрате средств решать задачи по оценке гидрогеологических параметров и элементов баланса грунтовых вод. Этот метод широко применяется для региональной и детальной оценки баланса подземных вод. В основу метода положены гидромеханика, гидравлика и физико-математическая аналогия между фильтрацией воды в пористой среде и теплопроводностью. При этом широко использованы работы С. Ф. Аверьянова, П. Я. Полубариновой-Кочиной, Н. Н. Веригина, В. М. Шестакова, автора и др.

Второе место занимает метод конечных разностей, впервые разработанный для целей гидрогеологии Г. Н. Каменским. По значимости в решении поставленных задач этот метод не уступает первому и даже превосходит его в условиях двухмерного течения вод, а также при неоднородных водоносных пластах горных пород. Но для простых схем движения подземных вод этот метод более трудоемок, чем аналитический.

Данный метод предложен Г. Н. Каменским для оценки питания грунтовых вод и далее разработан автором, П. А. Киселевым и др. до той степени, которая позволяет составлять балансы грунтовой воды не только для элементов потока, но и для целых балансовых районов и бассейнов рек. Применение перечисленных методов иллюстрировано примерами из работ автора.

Пятая глава посвящена исследованию влагопереноса и баланса влаги в зоне аэрации. Придавая большое значение процессу влагопереноса, определяющему формирование баланса грунтовых вод неглубокого залегания и учитываемого при прогнозе питания этих вод, оценке теплообмена и солеобмена в почвогрунтах, мы осветили физико-математические и гидрологические направления исследования этого процесса. Здесь изложены аналитические и воднобалансовые методы расчета миграции влаги в зоне неполного насыщения, заимствованные из предыдущих работ автора и других исследователей. В частности, приводятся разработанные автором методы элементарных балансов и аналитический, а также экспериментальный балансовый метод оценки передвижения влаги в зоне аэрации. Рассмотрены методические рекомендации по изучению влагопереноса в зоне неполного насыщения с примерами этих исследований.

В шестой главе изложены методы экспериментального определения элементов водного баланса, знание которых необходимо для детального анализа процесса формирования подземных вод неглубокого залегания. Приведены основные положения по методике наблюдений над отдельными элементами, заимствованные из опубликованных работ других исследователей, в частности А. Н. Костякова, В. А. Урываева, М. М. Крылова, А. Г. Владимирова и др., а также из наставлений и руководств ГУГМС СССР, трудов ГГИ и т. п.

В последней, седьмой главе даны рекомендации по проведению водно-балансовых исследований в натурных условиях. При этом имеются в виду исследования главным образом баланса неглубоко залегающих подземных вод, наблюдения за которыми проводятся широкой сетью гидрорежимных партий и гидрогеологических станций Министерства геологии СССР. Большое внимание уделено особенностям природных условий и выявлению в связи с этим главных методов исследований, пользуясь которыми можно наиболее эффективно определять восполнение подземных вод, их сток и расход на суммарное испарение.

Из экспериментальных методов получил дальнейшее развитие лизиметрический метод, который в постановке автора позволяет составлять замкнутый (полный) баланс грунтовых вод в пункте установки лизиметров.

При разработке различных методов (конечных разностей, аналитического изучения влагопереноса в зоне аэрации, экспериментального — лизиметрического — и др.) автор широко использовал труды Г. Н. Каменского, С. Ф. Аверьянова, А. А. Роде, С. И. Долгова, С. В. Нерпина, А. Ф. Чудновского, А. В. Лыкова, М. М. Крылова, А. Ф. Сляднева, материалы ГГИ, наставления и руководства ГУГМС СССР и др.

Особенности изучения баланса грунтовых вод в различных природных зонах рассмотрены с учетом опыта работ ряда гидрогеологических станций Министерства геологии СССР, работникам которых, а также Щемиловской гидрогеологической партии ВСЕГИНГЕО автор приносит глубокую благодарность за содействие в его труде.

Автор глубоко убежден, что при изучении баланса грунтовых вод в различных природных зонах и водохозяйственных условиях наиболее целесообразно разумное сочетание различных методов, которые по существу являются частями одного комплексного метода познания процесса движения и изменения природных вод в литосфере. Этот комплексный метод изучения режима вод может быть назван методом исследования формирования подземных вод.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Большинство научных и практических задач гидрогеологии сводится к трем проблемам: 1) распределение подземных вод разных типов на суше; 2) формирование этих вод во времени и в пространстве и 3) регулирование режима подземных вод в необходимом для хозяйства направлении.

В основе решения этих проблем находится изучение общих гидрогеологических условий территорий, а также исследование баланса вод, растворимых в них солей и разработка методов управления этим балансом. Главная роль принадлежит изучению режима подземных вод, оценке их баланса в естественных и нарушенных условиях во взаимосвязи с общим водным балансом на поверхности земли и в зоне неполного насыщения (аэрации).

Проблема распределения подземных вод решается по данным их разведки и гидрогеологического картирования больших пространств. Вместе с тем для количественной оценки подземных вод широко используются результаты стационарных наблюдений за режимом вод и производятся подсчеты главнейших элементов их баланса, как, например, питание, подземный сток и т. д.

Наиболее полное решение данная проблема получает после проведения воднобалансовых исследований в региональном плане.

Проблема формирования подземных вод включает решение ряда взаимосвязанных задач, относящихся к генезису вод и раскрытию процессов их накопления и видоизменения во времени и в пространстве. При этом решаются следующие вопросы: источники образования масс подземных вод и растворимых в них солей, динамика вод, количественная оценка процессов передвижения влаги в зоне аэрации, зоне полного насыщения, взаимосвязь грунтовых и напорных межпластовых вод, связь их с поверхностными водами, элементами биосферы (почвами, растительностью) и другими природными и искусственными факторами.

Детальное и региональное исследование этой проблемы базируется на изучении подземной гидродинамики, водного, солевого, а часто и теплового балансов грунтовых и межпластовых вод, влаги зоны аэрации, а также водного баланса на поверхности.

Проблема регулирования режима подземных вод в связи с хозяйственной деятельностью человека включает задачи по составлению прогнозов изменения этого режима под воздействием естественных и искусственных факторов. В качестве последних, имеющих региональное значение, заслуживают внимания крупное (централизованное) водоснабжение за счет подземных вод, орошение и осушение земель, водоотлив из горных выработок, гидротехническое и промышленное строительство и др.

Решение таких задач, как обоснование гидромелиоративных мероприятий и строительств, связанных с подземными водами, в целом основывается на результатах изучения существующего режима, баланса подземных вод, их динамики и закономерностей изменения элементов водного баланса в связи

с хозяйственной деятельностью человека. Важным является учет периодического (ритмического) изменения элементов водного режима территорий под влиянием естественного хода метеорологических условий.

Режим и баланс грунтовых вод — показатели одного и того же процесса формирования этих вод. Первый из них отображает определенный порядок изменения во времени количества и качества грунтовых вод в конкретной природной и водохозяйственной обстановке. Второй является количественным выражением процессов накопления и расходования генетически различных или взаимосвязанных водных масс, приводящих к формированию определенного типа грунтовых вод, и взаимоотношения этих масс вод между собой.

Аналогичное рассмотрение процессов накопления и расходования масс растворимых солей в почвах и грунтах той или иной вертикальной зоны является предметом исследования солевого баланса.

Изучая режим грунтовых вод как процесс непрерывного изменения их количества и качества, гидрогеологи познают в целом процесс формирования этих вод. Изучая баланс грунтовых вод, мы исследуем закономерности формирования этих вод, генетические стороны их режима.

Только комплексное изучение режима и баланса подземных вод позволяет обоснованно решать актуальные проблемы водного хозяйства, как, например, определение ресурсов подземных вод, восполнение эксплуатационных запасов, прогноз режима грунтовых вод в зоне влияния водохранилищ, каналов, развития орошения или осушения земель и т. п.

Конкретные вопросы, которые требуют для своего решения проведения воднобалансовых исследований, в частности изучения баланса подземных вод, сводятся к следующим. В области водоснабжения балансовый метод позволяет:

1) рассчитать ресурсы подземных вод (определить величину питания, подземного стока, а также изменение расхода потока);

2) дать прогноз величины подземного стока для заданных условий эксплуатации пресных грунтовых вод, например в условиях контакта с минерализованными или морскими водами;

3) составить прогноз максимальных и минимальных уровней воды в условиях эксплуатации и т. д.

Для решения первой из этих задач по данным воднобалансовых исследований определяют величины питания грунтовых вод из зоны аэрации, а также путем перетекания снизу из напорных вод. Вторая задача решается по данным питания подземных вод с учетом расхода на испарение, а также законов движения пестрых по минерализации вод, например, для морских побережий (Гиринский, 1951). Наконец, для решения третьей задачи помимо перечисленных данных необходимо найти корреляционные связи между режимом грунтовых вод, их балансом и периодически изменяющимися гидрометеорологическими факторами. В числе последних могут учитываться атмосферные осадки, суммарное испарение, а также режим поверхностных водотоков и водоемов.

В областях орошения для засушливых зон с помощью балансового метода решаются следующие задачи:

1) районирование территории по условиям инфильтрации осадков и поливных вод, испарению грунтовых вод и подземному стоку, которые в основном предопределяют мелиоративное состояние земель;

2) обоснование режимов орошения;

3) обоснование мелиоративных мероприятий по борьбе с вторичным засолением почв (проектирование дренажа, промывки почв);

4) прогноз изменения режима грунтовых вод в условиях реконструкции существующих и вновь проектируемых оросительных систем на освоенных и вновь осваиваемых землях и т. д.

В области осушения почв гумидных зон воднобалансовые исследования также являются необходимыми при обосновании методов дренажа, прогноза влияния его на прилежащие территории, при разработке мелиораций двойного регулирования (осушения и орошения) и т. п.

Важная роль в исследованиях отводится балансовой гидрометрии поверхностного стока, оценке режима проектируемого орошения и оценке водного и солевого режимов почвогрунтов зоны аэрации.

При крупных гидротехнических строительствах (каналов, водохранилищ) воднобалансовые исследования позволяют решать следующие вопросы: 1) прогноз возможного подтопления территорий в зоне влияния строительства; 2) определение фильтрационных потерь; 3) обоснование защитных мероприятий (систематический дренаж) по управлению режимом грунтовых вод и т. п.

При проведении лесомелиоративных мероприятий, направленных на борьбу с эрозией почв, на сохранение благотворного влияния лесов на водный режим засушливых зон и т. п., воднобалансовые исследования позволяют дать оценку гидрологической роли лесов.

Балансовый метод необходим при определении существующего и прогнозируемого питания грунтовых вод, которое может быть положительным и отрицательным в зависимости от соотношения в годовом цикле инфильтрации и испарения с уровня грунтовых вод. Эти элементы баланса грунтовых вод претерпевают существенные изменения под влиянием искусственных факторов. Важность знания этих элементов баланса грунтовых вод связана с тем, что большинство из них входит в расчетные зависимости динамики подземных вод, на которых базируется прогноз режима вод. Немаловажную роль балансовые исследования играют и в горном деле. При разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых большое значение имеют прогнозы водопритоков в горные выработки, обоснование мероприятий по борьбе с подземными водами в условиях эксплуатации месторождений и т. п.

Подземный сток, его питание сверху (включая приток поверхностных вод) определяются различными методами. Среди них воднобалансовый метод играет ведущую роль, так как позволяет всесторонне учесть природную и горно-эксплуатационную обстановки. Тщательное изучение количественных связей указанных элементов водного баланса с горно-геологическими, гидрологическими и искусственными факторами значительно облегчит решение задач по прогнозу режима вод в условиях эксплуатации месторождений.

К конкретным методологическим задачам изучения баланса грунтовых вод, имеющим самостоятельное и универсальное значение для разных целей, можно отнести следующие:

1. Количественное определение отдельных элементов баланса этих вод, в частности — инфильтрации атмосферных осадков w_1 (размерность скорости фильтрации), суммарного испарения грунтовых вод или, точнее, восходящего тока от них влаги в зону аэрации u (размерность та же), притока Q_1 (м³/сут) и оттока Q_2 (размерность та же) грунтовых вод, соответственно поступающих на расчетную площадь и удаляющихся с нее, перетекания грунтовых вод в подстилающие водоносные пласты пород ε (размерность скорости фильтрации).

2. Анализ генетических связей перечисленных элементов баланса с гидрогеологическими особенностями территории, гидрометеорологическими и водохозяйственными факторами.

3. Установление ведущих факторов, предопределяющих главные черты режима и баланса воды, с помощью которых можно управлять режимом вод в общем плане.

4. Распространение (интерполяция и экстраполяция) результатов исследования баланса грунтовых вод с расчетных балансовых участков на прилежащие территории, а также районирование последних по величинам отдельных элементов водного баланса.

5. Исследование режима подземного стока, его динамики во времени, поскольку этот элемент баланса является предметом пристального изучения.

6. Составление баланса грунтовых вод как отдельных расчетных участков, так и в целом для заданного водосбора реки или части речного бассейна.

7. Составление общего водного баланса для всей изученной территории.

8. Подготовка исходных данных для составления прогноза режима грунтовых вод при заданных проектом изменениях водохозяйственных условий.

Баланс грунтовых вод по существу является частью общего водного баланса области, в которой выделяются балансы воды на дневной поверхности, в зоне аэрации и в глубинных слоях земной коры, содержащих свободные и напорные воды. Вместе с тем баланс грунтовых вод имеет самостоятельное значение, поскольку он отражает в целом процесс формирования грунтовой воды, влияющей на водный режим вышележащих и подстилающих вертикальных зон (аэрации и напорных вод).

В настоящее время баланс грунтовых вод изучается на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР, гидрологических, стоковых и агроклиматических станциях ГУГМС СССР, Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР, Министерства сельского хозяйства СССР, на стационарах Академии наук СССР, академий наук союзных республик и других ведомств.

На этих станциях проводится анализ связей элементов баланса грунтовых вод с гидрометеорологическими и водохозяйственными факторами. В последнее время результаты исследований широко используются в народном хозяйстве: составляются прогнозы режима подземных вод, оцениваются их ресурсы, проектируются гидромелиоративные мероприятия и т. п.

Роль воднобалансовых исследований непрерывно повышается в связи с бурным развитием всех отраслей народного хозяйства, особенно в связи с проблемами искусственного восполнения запасов подземных вод, охраной окружающей среды, в частности подземных вод от истощения и загрязнения.

Результаты изучения баланса грунтовых вод, проводимого на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР, дают возможность: 1) установить многолетнюю изменчивость подземного стока, знание которой необходимо для прогноза режима рек, оценки запасов подземных вод; 2) выяснить механизм формирования грунтовых вод под влиянием гидрометеорологических и гидрогеологических факторов, что необходимо для управления режимом этих вод; 3) составлять прогнозы режима и баланса грунтовых вод как в естественных, так и в нарушенных условиях.

Исследование баланса и динамики влаги в зоне аэрации является неотъемлемой частью воднобалансовых работ и необходимо для интерпретации баланса грунтовых вод, поскольку этим изучением вскрывается процесс водообмена между грунтовыми водами и атмосферой.

Исследование зоны аэрации предусматривает: 1) определение генетических составляющих величины питания грунтовых вод сверху, установление роли зоны аэрации как источника и регулятора пополнения грунтовых вод нисходящей влагой или как приемника восходящей влаги; 2) определение той части

влагообмена между зоной неполного насыщения (зоной аэрации) и грунтовым потоком, которая расходуется на подземный сток или является местным восполнителем этого стока; 3) определение величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой, необходимой для составления общего водного баланса на поверхности суши; 4) обоснование краткосрочных прогнозов режима грунтовых вод, изменяющихся под влиянием происходящих с переменной интенсивностью метеорологических и гидрологических процессов.

Изучение водного баланса зоны аэрации в соединении с балансом грунтовых вод позволит решить ряд важных самостоятельных задач: определение роли грунтовых вод в снабжении растений влагой; оценка влияния режима грунтовых вод на почвообразовательный процесс; прогноз влагозапаса в корнеобитаемом слое почв и т. п.

Постановка изучения баланса грунтовых вод должна быть тесно увязана с теоретическими и практическими задачами, имеющими региональное значение. Такое изучение проводится в различных аспектах: региональном и локальном (детальном). Первый базируется на региональной опорной сети наблюдательных пунктов, состоящих из поперечников — створов наблюдательных скважин, воднобалансовых площадок, содержание работ на которых рассматривается ниже. Второй (детальный) аспект изучения базируется на опытных балансовых участках, имеющих автономное значение, где широко комплексируются различные методы исследования водного режима почвогрунтов и приземного слоя атмосферы.

Большое значение мы придаем совместному изучению баланса подземных вод, проводимому в двух направлениях: 1) в естественных условиях; 2) в условиях, нарушенных искусственными факторами (например, в условиях эксплуатации подземных вод, при орошении или осушении земель). Если первое позволяет выяснить природный фон воднобалансовых процессов, естественные закономерности формирования баланса грунтовых вод, то второе направление дает возможность оценить изменение элементов баланса вод и его структуры под влиянием искусственных факторов.

Исследованию баланса грунтовых вод предшествуют изучение природных условий, водохозяйственных обстановок и учет плана водохозяйственного строительства. При этом подготавливаются исходные данные для организации всесторонних наблюдений над элементами водного баланса, а также для расчета отдельных составляющих баланса по экспериментальным данным. Большое значение уделяется всестороннему использованию и развитию смежных областей знания (гидрофизика, гидродинамика, почвенная гидрология и др.).

ГЛАВА ВТОРАЯ

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Рассмотрим участок суши протяженностью Δx и площадью F. С поверхности до первого водоупорного слоя пород (рис. 1) можно выделить три зоны:

1) A — аэрации или неполного насыщения (между поверхностью и наивысшим за расчетное время Δt положением подпертой капиллярной каймы *2*);

2) B — аккумуляции или осушения от гравитационных вод, возникающих соответственно при подъеме или понижении уровня грунтовых вод (в пределах *1′—2″*) на величину ΔH;

3) C — полного насыщения, не изменяющегося при колебании уровня (ниже линии *1′*).

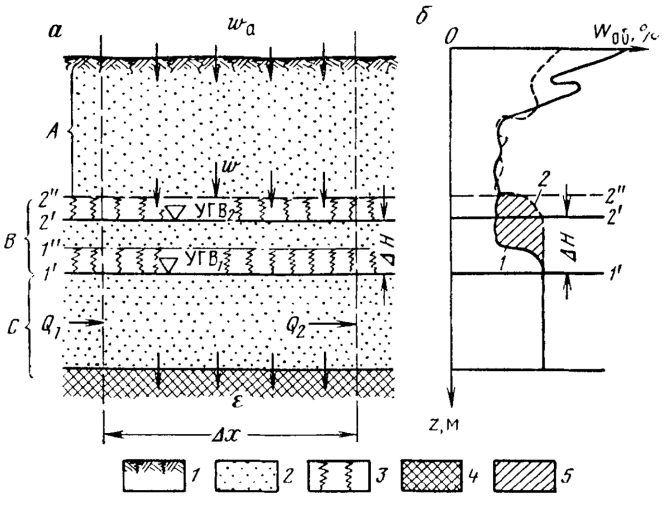


Рис. 1. Схема зональности почвенно-грунтовой призмы (*а*) и эпюра влажности (*б*).

1 — почва; *2* — водопроницаемые грунты; *3* — подпертая капиллярная кайма; *4* — водоупор; *5* — аккумуляция влаги в основании зоны аэрации при подъеме уровня воды — изменение запаса грунтовых вод. *A* — зона аэрации над наивысшим положением подпертой капиллярной каймы; *B* — зона аккумуляции гравитационных вод при подъеме их уровня на ΔH; *C* — зона полного насыщения в начале наблюдения. Цифры на рисунке: *1′*, *1″* — начальные уровни грунтовых вод и поверхности капиллярной каймы; *2′*, *2″* — то же, в конце наблюдений; *1*, *2* — начальная и конечная эпюры объемной влажности

На дневной поверхности водный баланс представляется в виде алгебраической суммы

$$X + K_1 + Y_1 - Z - Y_2 - w_a \Delta t = D_1, \quad \text{(II.1)}$$

где X — атмосферные осадки; K_1 — конденсация атмосферных водяных паров на поверхности и в зоне аэрации; Y_1 — приток поверхностных вод на данный участок; в условиях орошения сюда включаются водоподача и инфильтрация воды из каналов; Z — суммарное испарение, включающее испарение с почвы, транспирацию растениями, испарение с водной поверхности и снега; Y_2 — отток поверхностных вод с данного участка, включающий выклинивание грунтовых вод на поверхность в условиях естественного дренирования местности; w_a — интенсивность вертикального водообмена зоны аэрации с атмо-

сферой на поверхности (при положительном значении — инфильтрация воды с поверхности совместно с поступлением водяных паров в зону аэрации, при отрицательном значении — расход влаги из зоны аэрации на суммарное испарение в атмосферу и транспирацию растениями), (размерность скорости фильтрации — мм/сут); D_1 — изменение запаса воды за время Δt на поверхности земли (аккумуляция ее в понижениях местности, снеговом покрове, в водоемах, водотоках); Δt — расчетный промежуток времени, сут.

Все элементы водного баланса выражаются в мм слоя воды. В зоне аэрации (см. рис. 1, *а*) водный баланс выражается уравнением

$$w_a \Delta t - w \Delta t = D_2, \tag{II.2}$$

где w — интенсивность питания грунтовых вод сверху (размерность скорости фильтрации), представляющая собой скорость инфильтрации воды или расход суммарного потока влаги, поступающей из зоны аэрации к уровню самого высокого за время Δt положения подпертой капиллярной каймы (см. рис. 1, *а*, линия 2′); при отрицательном значении — скорость суммарного расходования грунтовой воды на восходящий ток в зону аэрации; часто эту величину называют суммарным испарением грунтовых вод, что является условным термином; D_2 — изменение запаса воды за время Δt в зоне аэрации.

В зоне полного насыщения, включая зону аккумуляции гравитационных вод, водный баланс представляется в виде

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + w \Delta t - \varepsilon \Delta t, \tag{II.3}$$

где μ — водоотдача или недостаток насыщения почвогрунтов в зоне B (аккумуляции или осушения) при изменении уровня воды на ΔH; ΔH — изменение уровня грунтовых вод за время Δt; Q_1, Q_2 — приток и отток грунтовых вод в горизонтальном направлении за единицу времени (в объемном выражении); ε — интенсивность перетекания грунтовых вод по вертикали через слабопроницаемые породы ложа потока в подстилающий напорный или безнапорный межпластовый водоносный горизонт (размерность скорости фильтрации); F — площадь балансового участка.

При весьма слабой водопроницаемости пород водоупорного ложа (например, при коэффициенте фильтрации их $<0{,}0005$ м/сут и напорном градиенте вертикальной фильтрации $\leqslant 10^{-1}$) последним элементом баланса можно пренебречь.

Сложив все три уравнения водных балансов разных зон, получим выражение для общего водного баланса пространственной области, ограниченной сверху дневной поверхностью и снизу первым водоупорным ложем, в виде

$$\mu \Delta H + D_1 + D_2 = X + K_1 - Z + Y_1 - Y_2 + \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t - \varepsilon \Delta t, \tag{II.4}$$

где обозначения прежние.

В соответствии с уравнениями (II.1), (II.2), (II.3) и общим уравнением (II.4) подразделяются и направления в изучении баланса грунтовых вод.

Как видно из приведенных уравнений, баланс грунтовых вод, выражаемый уравнением (II.3), является частью общего водного баланса данной пространственной области. Если эту область ограничить более глубоким слоем земной коры, например региональным водоупором первого напорного (артезианского) водоносного горизонта, то кроме первых трех указанных уравнений пришлось бы написать четвертое балансовое уравнение для напорного потока, аналогичное

уравнению (II.3). В нем вместо гравитационной водоотдачи пород μ должна была бы учитываться упругая водоотдача μ^* (см. четвертую главу).

Различные направления в изучении баланса грунтовых вод обусловливаются областью (объектом) исследований и методами их проведения. Эти направления изучения подразделяются на: 1) общее воднобалансовое; 2) лизиметрическое; 3) гидродинамическое. Последнее включает в себя гидродинамический анализ режима грунтовых вод, выполняемый с помощью метода конечных разностей, метода аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения грунтовых вод и других расчетных методов, а также с помощью моделирования гидрогеологических процессов на аналоговых и цифровых электронных вычислительных машинах.

К общему воднобалансовому направлению относится и метод генетического расчленения гидрографов рек, позволяющий находить усредненную по площади водосбора величину подземного стока. Рассмотрим основные особенности указанных направлений изучения баланса грунтовых вод.

Общее воднобалансовое направление заключается в постановке дифференцированных наблюдений за всеми или главнейшими элементами водного баланса на поверхности, в зоне аэрации и частично в грунтовом потоке. Главными методами принимаются экспериментальные, выполняемые с помощью различных приборов, опытных установок или эмпирических зависимостей.

Основным достоинством и наиболее ценным качеством этого направления является независимое определение каждого из элементов водного баланса [см. (II.4)], а также нахождение невязки баланса Δ. Последняя при таком изучении баланса вод входит в правую часть балансовых равенств [например, (II.4)] со знаками $\pm$. Если невязка менее 5—10% от суммы атмосферных осадков, то водный баланс считается вполне удовлетворительным.

Другим критерием оценки достоверности водного баланса является погрешность вычисленного из уравнения (II.4) изменения уровня грунтовых вод ΔH за время Δt и сравнение ее с фактически наблюденным средним изменением уровня за то же время. Допустимыми считаются расхождения указанных величин ΔH, составляющие менее 15—20%.

Погрешность определения основных гидрометеорологических элементов водного баланса в среднем может быть равна: для стока $\pm 5\%$, для твердых атмосферных осадков $\pm 10\%$, для испарения с поверхности почвы, воды и снега ± 10—20%.

По М. А. Великанову (1940), общий водный баланс участка суши представляется в виде

$$X + K_1 + \sum_{n_1} y_1 + Q_1 = Z + \sum_{n_2} y_2 + Q_2 + (m - n'), \qquad \text{(II.5)}$$

где $\sum_{n_1} y_1$ — приток воды по открытым водотокам числом n_1; Q_1 — приток подземной воды; $\sum_{n_2} y_2$ — уход воды по открытым водотокам числом n_2; Q_2 — отток воды подземным стоком; $(m-n')$ — разность между накоплением m и убылью запасов влаги n'.

Последние две величины относятся как к подземным (т. е. грунтовым водам и влаге зоны аэрации), так и к поверхностным водам. Все элементы являются усредненными для данной площади (в миллиметрах слоя воды) и отвечают определенному промежутку времени Δt.

Для замкнутого речного бассейна (также по М. А. Великанову) в наших обозначениях уравнение водного баланса принимает несколько иную форму:

$$X = Y_р + Z + m + q, \qquad (II.6)$$

где $Y_р$ — речной сток; m — положительное или отрицательное значение всех изменений запасов влаги: на дневной поверхности, в зоне аэрации, в грунтовом потоке; q — положительное или отрицательное значение водообмена данного бассейна с соседним.

Для многолетнего периода $\frac{\sum m}{n} \to 0$ (где n — число лет наблюдений) при небольшом значении q по сравнению с другими элементами обычно полагают, что

$$X_0 = Y_0 + Z_0, \qquad (II.7)$$

где X_0, Y_0, Z_0 — нормы соответственно атмосферных осадков, речного стока и суммарного испарения.

По Б. И. Куделину (1956 г.), пренебрегать величиной q в (II.6) при $n \to \infty$ для конкретных речных бассейнов нет оснований. Этот исследователь пришел к выводу, что для речных бассейнов или их частей, расположенных в областях питания артезианских бассейнов, необходимо принять следующее балансовое уравнение:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + V_0, \qquad (II.8)$$

где V_0 — норма инфильтрации или величина среднемноголетней инфильтрации, идущей на питание глубоких артезианских водоносных горизонтов, дренируемых за пределами данного речного бассейна.

Для речных бассейнов или их частей, расположенных в областях разгрузки артезианских бассейнов, аналогичное уравнение представляется в виде

$$X_0 = Y_0 + Z_0 - U_0, \qquad (II.9)$$

где U_0 — норма глубокого артезианского стока (разгрузки) в речном бассейне.

Лишь для речных бассейнов или их частей, расположенных в областях напора артезианских бассейнов, остается справедливым уравнение (II.7), известное как уравнение Пенка — Оппокова.

Пользуясь уравнениями (II.8) и (II.9), Б. И. Куделин определил ресурсы артезианских вод Днепровско-Донецкого бассейна. При этом он использовал весьма надежные данные о нормах осадков, речного стока и испарения.

Г. Н. Каменский (1953) водный баланс участка суши представлял в аналогичном (II.4) виде. Причем в отличие от последнего он не рассматривал переток подземных вод в нижележащие водоносные пласты.

Существенное отличие уравнения Г. Н. Каменского и нашего (II.4) от уравнения (II.5) состоит в том, что в первых двух элементы водного баланса непосредственно и в явной форме связаны с изменением уровня грунтовых вод ΔH или с изменением их запасов. Этим устанавливается непосредственная связь между режимом грунтовых вод и балансом влаги на дневной поверхности и в зоне аэрации. Принципиальных различий между рассматриваемыми уравнениями нет.

По М. И. Львовичу, для целей водохозяйственного планирования необходимо пользоваться комплексным уравнением водного баланса, которое раскрывает структуру круговорота воды.

По существу это уравнение сводится к двум другим, имеющим вид (в наших обозначениях):

$$X = Y_{пов} + Y_{под} + Z_т + Z_{пов}, \qquad (II.10)$$

$$W = X - Y_{пов} = Z + Y_{под}, \qquad (II.11)$$

где $Y_{пов}$ — поверхностная (паводочная) составляющая речного стока; $Y_{под}$ — подземная составляющая речного стока; $Z_т$ — транспирация или продуктивное испарение; $Z_{пов}$ — непродуктивное испарение, т. е. испарение с поверхности почвенного покрова, водоемов, водотоков и крон деревьев; W — валовое увлажнение территории; Z — суммарное испарение.

М. И. Львович, а также А. М. Грин применяют коэффициент питания рек $K_и = \frac{Y_{под}}{W}$, характеризующий ту часть валового увлажнения, которая расходуется на питание подземных вод. В определенных природных условиях и для данного диапазона значений величины W коэффициент $K_и$ остается постоянным.

Доля суммарного испарения в валовом увлажнении находится с помощью коэффициента испарения $K_z = \frac{Z}{W}$. Сумма $K_и + K_z = 1$.

При решении различных практических задач (например, для обоснования режима орошения) водный баланс можно представить в более развернутом виде с учетом конкретных факторов его формирования.

Так, М. М. Крылов (1959) для орошаемых районов Узбекистана представлял водный баланс в виде

$$\mu \Delta H + D_1 + D_2 = X + \frac{Y_п + f_к - Y_в}{10\omega} + \frac{Q_1 - Q_2}{10\omega} + K_1 - Z, \qquad (II.12)$$

где $Y_п$ — количество воды, поданной на орошаемые поля, м³; $Y_в$ — количество подземной воды, выклинивающейся на дневную поверхность на границе балансового района, м³; $f_к$ — количество воды, поступающей из оросительных каналов путем фильтрации, м³; Q_1, Q_2 — приток и отток грунтовых вод, м³; ω — площадь балансового района, га. Остальные обозначения прежние.

При решении вопросов, связанных с мелиорацией почв, водный баланс часто составляют для корнеобитаемого слоя почв (А. Ф. Сляднев, Н. С. Рыжов и др.). В этих случаях для почвенной призмы, выделенной выше подошвы деятельного почвенного слоя, в качестве одной из приходных частей водного баланса принимается подток воды снизу, а в качестве новой расходной статьи — отток влаги вниз. Такой подток или отток влаги непосредственно связан с влагообменом между зоной аэрации и грунтовым потоком. На уровне подпертой капиллярной каймы этот влагообмен нами выражается величиной питания грунтовых вод ($w\Delta t$) за время Δt, а на уровне минимального стояния грунтовых вод — разностью между оттоком и притоком этих вод, усредненной на площади участка, $\frac{Q_2 - Q_1}{F}\Delta t$.

Определив экспериментальным путем большинство элементов водного баланса, из приведенных выше уравнений общего баланса находят величины притока и оттока грунтовых вод или их разность, если эти элементы не определены независимым методом, например, по формулам динамики подземных вод. Последние, в свою очередь, должны найти широкое применение и при использовании метода общего водного баланса, так как они учитывают конкрет-

ные условия водопроводимости водоносных пластов, а также напорные градиенты в натурных условиях.

Величину питания грунтовых вод сверху $w\,\Delta t$ можно вычислить по данным рассмотренных выше элементов водного баланса с помощью формулы

$$w\,\Delta t = X - (Z - K_1) + (Y_1 - Y_2) - D_1 - D_2, \text{ мм слоя воды.} \qquad (II.13)$$

Здесь $(Z-K_1)$ — суммарное испарение за вычетом конденсации водяных паров (определяется, например, с помощью весового испарителя); (Y_1-Y_2) — приток за вычетом оттока поверхностных вод (определяется поверхностной гидрометрией). Аккумуляция воды на поверхности (D_1) находится с помощью снегомерных наблюдений и поверхностной гидрометрии, а аккумуляция влаги в зоне аэрации (D_2) — с помощью влагомеров. Осадки (X) устанавливаются по наземным осадкомерам и снегомерным съемкам.

Метод экспериментального определения питания грунтовых вод впервые был обоснован Г. Н. Каменским (1953), который предложил уравнение (II.13) для оценки связи этого элемента баланса грунтовых вод с гидрометеорологическими факторами. В последующее время мы широко применяли этот метод для оценки достоверности лизиметрических наблюдений (Лебедев, Добровольская, 1961).

В недавно опубликованной работе И. Б. Вольфцун (1972) широко развил этот же экспериментальный метод на основе тщательно поставленных наблюдений за всеми приходными и расходными элементами, которые предопределяют величину питания грунтовых вод сверху.

Баланс грунтовых вод так же, как и общий водный баланс, выражается в виде алгебраической суммы приходных и расходных элементов. При составлении уравнения (II.3), представляющего баланс этих вод на участке площадью F для отрезка времени Δt, было указано, что верхней границей балансовой области служит самое высокое за время Δt положение подпертой капиллярной каймы (см. рис. 1, *а*). Нижней границей является водоупорное ложе. Боковые границы могут проводиться по линиям равного напора, т. е. по вертикалям в разрезе и по линиям тока в плане. Как увидим далее, при составлении баланса грунтовых вод для элемента потока и наличии трех наблюдательных скважин в створе по потоку балансовый элемент с боков ограничивается средними сечениями потока, проведенными вертикально между смежными скважинами.

М. М. Крылов для орошаемых районов предложил баланс грунтовых вод представлять уравнением

$$\mu\,\Delta H = x_f + \frac{f_\text{п} + f_\text{к} - Y_\text{в}}{10\omega} + \frac{Q_1 - Q_2}{10\omega} + k_1' - u, \qquad (II.14)$$

где x_f — просочившаяся часть атмосферных осадков, достигшая зеркала грунтовых вод, мм; $f_\text{п}$ — просочившаяся часть оросительной воды, поданной на поля, м^3; $f_\text{к}$ — приход фильтрационных вод из водотоков и водоемов, м^3; k_1' — конденсационное питание грунтовых вод, мм; u — суммарное испарение грунтовых вод, мм. Остальные обозначения прежние [см. (II.12)].

Из этого уравнения следует, что в условиях орошения величина питания грунтовых вод сверху равна

$$w\,\Delta t = x_f + \frac{f_\text{п} + f_\text{к} - Y_\text{в}}{10\omega} + k_1' - u, \qquad (II.15)$$

где обозначения прежние.

Необходимо заметить, что величина питания грунтовых вод $w\Delta t$, определяемая по (II.13) и (II.15), может быть положительной ($w > 0$) или отрицательной ($w < 0$). Положительная величина питания, или величина инфильтрации осадков, поливных вод, достигающих грунтовые воды, обозначается через $w_1\Delta\tau$, где w_1 — интенсивность инфильтрации (мм/сут), $\Delta\tau$ — соответствующий отрезок времени (сут). Отрицательная величина питания, или величина расходования грунтовых вод в зону аэрации (часто — на суммарное испарение), обозначается через $u\Delta\vartheta$, где u — интенсивность отрицательного питания или испарения этих вод в зону аэрации, $\Delta\vartheta$ — соответствующий отрезок времени (сут). На основе этих определений компонентов величины питания будет действительно равенство

$$w\,\Delta t = w_1\,\Delta\tau - u\,\Delta\vartheta, \tag{II.16}$$

где

$$\Delta t = \Delta\tau + \Delta\vartheta. \tag{II.17}$$

Методика определения отдельных элементов водного баланса рассматривается в последующих разделах книги.

Лизиметрическое направление изучения баланса грунтовых вод, так же как и общее воднобалансовое, насчитывает более 200 лет своего применения. Сущность этого направления заключается в том, что величины инфильтрации осадков $w_1\Delta\tau$ и суммарного испарения грунтовых вод в зону аэрации $u'\Delta\vartheta$ определяются непосредственно с помощью лизиметров с постоянными уровнями воды. В последнее десятилетие широко распространяются лизиметры с переменными уровнями воды, позволяющие экспериментальным путем находить и разность между горизонтальными притоком и оттоком вод $\left(\frac{Q_1 - Q_2}{F}\right)$. При наличии вертикального тока вод $Q_в$ эта величина экспериментально определяется совместно с последней величиной горизонтального водообмена. Изменение запаса грунтовой воды $\mu\,\Delta H$ за отрезок времени Δt находится по данным колебаний уровня воды ближайшей наблюдательной скважины (ΔH) и по величине водоотдачи пород μ.

Наиболее обстоятельные работы по развитию лизиметрического направления изучения баланса грунтовых вод проводились в Средней Азии (М. М. Крылов, А. Ф. Сляднев, Н. Н. Ходжибаев и др.). В европейской части СССР лизиметрические исследования выполнялись В. Е. Сочевановым, А. А. Роде, А. В. Лебедевым, Н. Д. Добровольской, А. С. Субботиным и др.

Гидродинамическое направление в изучении баланса грунтовых вод базируется на анализе наблюдений режима грунтовых вод и на применении для этого различных методов расчета элементов баланса, а также методов математического моделирования.

Впервые гидродинамический метод исследования режима грунтовых вод для количественной оценки их питания был разработан Г. Н. Каменским (1938, 1943 гг.), предложившим широко применять численное решение (в конечных разностях) дифференциальных уравнений неустановившегося движения. Он развил метод конечных разностей и впервые применил его в разделе гидрогеологии — динамике подземных вод для решения различных задач неустановившейся фильтрации (прогноз режима грунтовых вод в районах гидротехнических сооружений, прогноз водопритоков в горные выработки и т. п.).

Этот метод мы впервые применили для прогноза подпора грунтовых вод в районах водохранилища канала им. Москвы в 1939 г., для анализа режима

грунтовых вод в различных гидрогеологических условиях, для расчета гидрогеологических параметров (водоотдача пород, коэффициент уровнепроводности грунтовых вод), а также с целью составления баланса подземных вод в 1950—1951 гг., что будет рассмотрено в четвертой главе. Этот метод развивался также для оценки элементов баланса грунтовых вод по данным о колебании их уровней П. А. Киселевым (1951 г.).

Среди расчетных методов определения величины питания грунтовых вод $w\Delta t$ по данным колебаний их уровня кроме метода конечных разностей и аналитического метода, которые рассматриваются ниже, заслуживают внимания и следующие:

1) методы определения инфильтрационного питания грунтовых вод по данным наблюдений за уровнем воды в одной скважине (В. Г. Ткачук, Н. Н. Биндеман, В. С. Ковалевский, Д. И. Абрамович, В. Е. Водогрецкий и др.);

2) метод уравнения связи, разработанный автором (1967 г.) для определения элементов баланса грунтовых вод по данным наблюдений за их режимом по группе одиночных скважин;

3) комплексный метод, учитывающий кроме колебания уровня в одиночной скважине элементы водного баланса на поверхности и в зоне аэрации (И. Б. Вольфцун).

В. Г. Ткачук (1949) для грунтовых вод, отражающих сезонные изменения в их режиме, выделяет периоды повышения их уровня, в которые происходит основное питание сверху. В периоды понижения уровня это питание считается незначительным и не учитывается. Величина питания сверху определяется уравнением

$$w\,\Delta t = \frac{\Delta H}{k_{эф}} + Ty, \tag{II.18}$$

где ΔH — общая высота подъема уровня грунтовых вод, мм; $k_{эф}$ — коэффициент эффективности осадков, равный $\frac{\Delta H}{x}$ (здесь x — количество воды, поступившей в водоносный горизонт, мм); T — период подъема уровня грунтовых вод, сут; y — средний отток грунтовых вод за вычетом притока, мм/сут.

Коэффициент эффективности осадков $k_{эф}$ по существу является обратной величиной недостатка насыщения или водоотдачи почвогрунтов $\frac{1}{\mu}$, взятых в пределах перемещения уровня грунтовых вод и подпертой капиллярной каймы. В. Г. Ткачук вычисляет этот коэффициент по разности между полной влагоемкостью и влажностью пород в пределах колебания уровня грунтовых вод, что значительно преувеличивает этот коэффициент, а недостаток насыщения преуменьшает. Будет более правильно, если учитывать влагозапас от минимального положения уровня до максимального положения верха подпертой капиллярной каймы за период наблюдений.

Величина оттока грунтовых вод y по существу представляет собой разность между оттоком и притоком грунтовых вод, что согласуется с (II.3) при $\varepsilon = 0$. Определяется эта величина по данным о зимнем снижении уровня воды, когда пополнения грунтовых вод и их расходования в зоне аэрации практически не происходит.

Так, при понижении уровня грунтовых вод в осенне-зимний период на величину h (мм) за время Δt (сут) величина разности между оттоком и притоком вод составит:

$$y = \frac{h}{k_{эф}\,\Delta t}, \tag{II.19}$$

Как правильно отмечает В. Е. Водогрецкий (1973), зимний отток грунтовых вод на разгрузку в водоисточники принят тождественным оттоку в весенне-летний период высокого их стояния. Такое допущение не является оправданным, особенно в районах с довольно пересеченным рельефом и неравномерным распределением атмосферных осадков по площади.

Так как инфильтрационное питание грунтовых вод в этом методе определяется только для периода подъема их уровня, то при малых глубинах до воды остается неопределенной величина расходования этих вод на испарение. Поэтому задача составления баланса грунтовых вод в целом (например, за год) остается нерешенной.

Аналогичная методика расчета величины весенней инфильтрации атмосферных осадков предложена Н. Н. Биндеманом (1963 г.), по которому

$$w = \mu \frac{\Delta h + \Delta z}{\Delta t}, \qquad (II.20)$$

где Δh — наблюдаемое повышение уровня грунтовых вод после снеготаяния за время Δt; Δz — величина, на которую уровень грунтовых вод снизился бы за время Δt за счет оттока по водоносному пласту.

При этом последняя величина определяется по разности между минимальным предвесенним уровнем и тем экстраполяционным уровнем, который установился бы при продолжении зимнего спада кривой его до момента весеннего максимума.

Здесь так же, как и в предыдущем методе, допускается условность — постоянство во времени интенсивности подземного оттока за вычетом притока в периоды подъема и предшествующего спада уровня, а также не учитывается расход грунтовых вод на испарение в зону аэрации. Восходящий ток влаги от уровня при глубине до воды 2—4 м, для которых рекомендуется данный метод, может быть весьма существенным. Поэтому расчетное восполнение запасов грунтовых вод без учета их испарения летом и в другие сезоны года может быть значительно завышенным.

В методических указаниях по гидрогеологической съемке в масштабах 1 : 500 000 и 1 : 50 000 (1968 г.) мы рекомендовали приближенный метод определения питания грунтовых вод, сущность которого близка к методике В. Г. Ткачук и Н. Н. Биндемана.

Для равнинных территорий и мест, значительно удаленных от поверхностных водотоков, водоемов, с которыми гидравлически связаны грунтовые воды, а также при одинаковых условиях увлажнения на поверхности, относительно глубоко залегающие (более 5—6 м) грунтовые потоки можно рассматривать как неограниченные в плане. При отсутствии перетекания этих вод по вертикали величина питания их сверху за время Δt составит:

$$w \Delta t = \mu \Delta H, \qquad (II.21)$$

где ΔH — величина непрерывного подъема уровня от его минимума до максимума за время Δt.

Для пересеченной местности или при неравномерной по площади инфильтрации осадков

$$w \Delta t = \mu \left(\Delta H - \frac{\Delta t}{\Delta t_з} \Delta H_з \right), \qquad (II.22)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за расчетный промежуток времени Δt; $\Delta H_з$ — изменение уровня грунтовых вод за зимний отрезок времени продолжительностью $\Delta t_з$.

При этом допускается, что интенсивность зимнего подземного оттока за вычетом подземного притока остается постоянной в течение всего года. Применять (II.22) можно ко всем промежуткам времени Δt годового цикла.

Метод уравнений связи нами разработан (1967 г.) в связи с необходимостью использования разрозненных одиночных наблюдательных пунктов (скважин), по которым ведутся наблюдения за режимом грунтовых вод.

При сравнительно однородной дневной поверхности, одинаковых условиях увлажнения ее, однородных условиях подземного стока (примерно одинаковых расстояниях до дрен или очагов инфильтрации), отсутствии подпора грунтовых вод местное восполнение подземного стока $\frac{Q_2 - Q_1}{F}$ будет зависеть главным обрзом от величины питания потока сверху. Принимая действительным равенство

$$\alpha_{ср} = \frac{\left(\frac{Q_1 - Q_2}{F}\right)_{ср}}{(w\,\Delta t)_{ср}} = \text{const}, \tag{II.23}$$

где $\alpha_{ср}$ — усредненный (региональный) коэффициент пополнения подземного стока, взятый с обратным знаком; в числителе и знаменателе величины с индексом «ср» — элементы баланса, усредненные по району расположения группы скважин, а также (II.3) при $\varepsilon = 0$, получим

$$\mu\,\Delta H = (1 + \alpha_{ср} \pm \beta_i)\, w\,\Delta t, \tag{II.24}$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод по скважине за время Δt; β_i — отклонение коэффициента α, аналогичного $\alpha_{ср}$, но взятого для данной скважины, от усредненного значения $\alpha_{ср}$. Остальные обозначения прежние.

Возможные погрешности расчета величины питания $w\Delta t$, возникающие при пользовании одним коэффициентом $\alpha_{ср}$ при водораздельном типе режима грунтовых вод, не превышают 25%.

Далее используем эмпирическую связь величин изменения уровня грунтовых вод ΔH за одно и то же время Δt по всем скважинам данной группы со средней за Δt глубиной до воды z. Например, при наличии указанной связи, описываемой уравнением

$$\Delta H = az^b, \tag{II.25}$$

где a, b — параметры связи ΔH с z, вместо (II.24) при $\beta_i = 0$, получим

$$w\,\Delta t = \frac{\mu a}{1 + \alpha} z^b, \tag{II.26}$$

где обозначения прежние.

Значения a и b находим способом наименьших квадратов, который применяем к выражению (II.25). Величины ΔH и z принимаем по данным фактических наблюдений.

Окончательно величина питания может быть представлена в виде

$$w\,\Delta t = pz^{-c}, \tag{II.27}$$

где

$$p = \frac{\mu a}{1 + \alpha} = \frac{\mu}{c} \cdot \frac{\Delta H_1 - \Delta H_2}{z_2 - z_1} z_{ср}^{c+1}, \tag{II.28}$$

$$c = -b, \tag{II.29}$$

$$\alpha = \frac{ca\,(z_2 - z_1) - (\Delta H_1 - \Delta H_2)\, z_{ср}^{c+1}}{(\Delta H_1 - \Delta H_2)\, z_{ср}^{c+1}}, \tag{II.30}$$

где ΔH_1, ΔH_2 — наименьшие значения изменения уровня в разных скважинах за одно и то же время Δt, приходящиеся на нисходящую ветвь кривой связи ΔH с z, где эта кривая приближается к прямой; z_1, z_2 — соответствующие глубины до воды; $z_{ср} = \frac{z_1 + z_2}{2}$.

Таким образом определяются параметры c, a, b, α, с помощью которых описываются связи величины питания с глубиной до воды типа (II.27); далее с учетом (II.3) находим

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t = \alpha w \Delta t = f(z), \qquad (II.31)$$

где обозначения прежние.

Рассмотренный метод для указанных условий позволяет составить баланс грунтовых вод по сезонам и за годовой период.

Методы математического моделирования базируются на аналогии ряда природных процессов, проявляющейся в отношении физических законов, описывающих дифференциальных уравнений, и на возможности воспроизвести численные решения этих уравнений на моделях. В гидрогеологии используются математические аналогии между фильтрацией подземной воды и движением воды в системах сообщающихся сосудов, соединенных гидравлическими сопротивлениями (гидравлические интеграторы В. С. Лукьянова), между той же фильтрацией воды и движением электрического тока в сплошных электропроводных средах (метод ЭГДА), а также в сеточных моделях, составленных из системы электрических сопротивлений (электроинтеграторы типа УСМ-1, МСМ-1, ЭИ-12, БУСЕ и др.). На таких аналоговых устройствах решаются задачи установившейся и неустановившейся фильтрации.

Развитие и применение методов математического моделирования в гидрогеологии связано с работами как русских исследователей (Н. Н. Павловский, В. И. Аравин, Н. И. Дружинин, П. Ф. Фильчаков, В. М. Шестаков, И. Е. Жернов, В. Д. Бабушкин, И. К. Гавич, Д. И. Пересунько и др.), так и зарубежных (Г. Либман, Д. Тод, У. Карплюс и др.).

К методам экспериментального определения одного из главных элементов баланса подземных вод — их стока в реки — относится метод генетического расчленения гидрографа рек.

Этот метод впервые был применен в 1887—1888 гг. инженерами В. Г. Шуховым, Е. К. Кноре и К. Э. Лембке при изысканиях и постройке первого Московского городского водопровода в Мытищах. В последующем этот метод широко применялся в советской и зарубежной практике (Б. В. Поляков, Б. З. Зайков, Б. И. Куделин, Ф. А. Макаренко, Г. П. Калинин и др. в СССР; Э. Гандолл, И. К. Хоун, О. Е. Мейнцер, Л. К. Шерман и др. в США).

Сущность этого метода основывается на предположении, что выклинивание подземных вод в реки равно их подземному стоку в данном бассейне. Этот сток легко определить на замыкающем гидрометрическом створе реки в периоды отсутствия выпадения атмосферных осадков или питания рек из водохранилищ и озер (т. е. в летнюю или зимнюю межень).

Этот метод в 40-х годах был развит в комплексный гидрогеолого-гидрологический Б. И. Куделиным (1946, 1949, 1960 гг. и др.), а в дальнейшем Б. И. Куделиным, О. В. Поповым, И. С. Зекцером, В. А. Всеволожским и др. успешно применен для картирования регионального подземного стока. Генетическое расчленение речного стока на его составляющие — склоновый (поверхностный), грунтовый, артезианский — производится с учетом условий формирования речного стока во всем бассейне реки, в частности гидрогеологического

строения бассейна, схем дренирования водоносных горизонтов, а также данных о режиме подземных вод в прибрежной зоне.

Для равнинных бассейнов, в которых развита речная сеть, данный метод дает надежные показатели подземного стока в виде усредненных по площади норм, а следовательно, и величин питания грунтовых вод. Поэтому он обеспечивает картирование в мелком масштабе ресурсов подземных вод.

Тот же метод является основным и в горных районах, где кроме него требуется еще анализ режима родникового стока с целью оценки роли отдельных комплексов водоносных пород в формировании общего подземного стока, а также для детализации гидрографа последнего в течение года.

С целью расчленения гидрографа реки, питающейся из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой, применяют метод Ф. А. Макаренко (1948 г.). Последним подземный сток за год определяется суммой произведений меженного расхода реки (принимаемого за меру подземного питания реки) на коэффициент (например, ежемесячный), характеризующий режим грунтового стока в реки в течение года. Этот коэффициент динамического стока выражается отношением среднемесячного расхода опорных родников к среднемесячному расходу их в межень. Для расчета необходимо знать лишь меженные расходы реки и режим родников в течение года. Указанный коэффициент для времени меженного стока равен единице.

Несомненно, что методы изучения баланса подземных вод в горных речных бассейнах требуют своего дальнейшего развития. Не исключены возможность и рациональность применения аналитических решений задач неустановившегося движения подземных вод, полученных Буссинеском и Майэ для упорядоченного режима фильтрации. Под последним понимается такой вид неустановившегося движения подземных вод, при котором они не получают питания сверху и снизу, не расходуются на испарение в зону аэрации, а дебит и уровни их изменяются вследствие одного подземного оттока к дренам.

Что касается применения метода генетического расчленения гидрографов рек к картированию подземного стока в крупном масштабе (1 : 25 000 и крупнее); то необходимо учитывать следующие ограничения:

1. Грунтовые воды неглубокого залегания в бассейне при приближении к поверхности земли усиленно расходуются на суммарное испарение. Поэтому в реки с бассейна поступает лишь часть питания этих вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, которые просачиваются на междуречных пространствах с глубиной до воды примерно более 2—3 м. В результате этого генетическое расчленение речного стока позволяет оценить лишь усредненную величину дренажного стока, а не все питание подземных вод, которое свойственно данному водосбору.

2. На небольших водосборных бассейнах, особенно в верхних частях речных долин, где усиленно формируется подземный сток, речной сток образуется преимущественно за счет склонового стока; отсутствие речного стока в засушливое время года объясняется интенсивным погружением подземного стока. Поэтому данный метод оценки подземного стока здесь неприменим.

3. В зависимости от условий взаимосвязи этажно расположенных водоносных горизонтов, особенно при наличии гидрогеологических «окон», часты случаи перетекания подземных вод из одних водоносных горизонтов в другие. При поступлении вод из верхних водоносных горизонтов в нижерасположенные, которые дренируются соседними более глубокими речными долинами (с более низким базисом эрозии), часть подземного стока первых горизонтов вообще не дренируется местной речной сетью.

Несмотря на эти ограничения, метод генетического расчленения гидрографа рек, особенно в сочетании его с общим воднобалансовым методом, заслуживает широкого применения.

Большие исследования инфильтрации как источника восполнения грунтовых вод за счет атмосферных осадков проводятся в США, Франции, Венгрии и других зарубежных странах. Среди работ зарубежных авторов в этом направлении можно отметить исследования М. Комба, А. З. Зондеррегера, И. Е. Кюнеша, Т. В. Робинсона, Т. Х. Кинга, В. Н. Уайта, Г. Е. П. Смиса, Н. О. Кларка, В. Вундта и др.

Следует обратить внимание на применение американскими учеными методики определения пополнения грунтовых вод по величине расходования их на испарение и транспирацию растениями (Н. О. Кларк, Ц. Х. Ли, О. Е. Мейнцер, 1942 г. и др.). Использование данных о колебании уровня грунтовых вод для определения величины питания можно найти в работах Г. Е. П. Смиса, Н. О. Кларка, А. Л. Елиса и Ц. Х. Ли.

При воднобалансовых расчетах широко используются эмпирические зависимости между элементами водного баланса и метеорологическими факторами (Майер, Биджлоу, Марвин и др.), а также методы теплового баланса и турбулентной диффузии водяного пара для количественной оценки испарения и конденсации (Тейлор, Джефрис, Джиблат и др.). Работы по тепловому балансу и турбулентной диффузии водяного пара получили значительное развитие среди советских исследователей (М. И. Будыко, А. Р. Константинов, А. А. Скворцов и др.).

Для непосредственного определения суммарного испарения с зеркала грунтовых вод, их питания сверху с давних пор (более 200 лет назад) начали применяться лизиметры. Среди зарубежных работ в этом направлении можно указать на исследования С. Бака, Л. С. Л. Дана, М. Сандерсона и др.

В дальнейшем мы подробно рассмотрим разработанные нами методы изучения баланса грунтовых вод на основе гидродинамического анализа их режима, а также метод изучения баланса влаги в зоне аэрации. Среди экспериментальных методов автор развил также лизиметрический метод, который можно использовать для контроля расчетных методов, поскольку он позволяет опытным путем более детально изучить генетические связи элементов баланса с гидрометеорологическими факторами.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫМ РАБОТАМ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ИССЛЕДОВАНИЙ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Постановку исследований баланса грунтовых вод мы рассматриваем в двух аспектах:

1) изучение региональных закономерностей формирования естественного или нарушенного баланса и режима вод в опорных пунктах крупных регионов;

2) изучение баланса грунтовых вод в локальных условиях в связи с эксплуатацией вод и мелиорацией земель (орошением, осушением) на конкретных участках для обоснования проектов отдельных водохозяйственных мероприятий и строительства (дренажных сооружений, режима водопользования и т. п.).

Оба направления исследований важны для обоснования комплексного использования водных ресурсов, проектов орошения и осушения больших территорий.

До постановки исследований в таком плане необходимо изучить природные условия территории, в частности:

1) установить принадлежность данной территории к тому или иному гидрогеологическому району, характеризующемуся одним или несколькими ведущими процессами, — инфильтрацией поверхностных вод с образованием подземного стока, транзитом этого стока, рассеиванием его путем испарения, выклинивания на поверхность или перетекания в глубокие слои пород и т. п.;

2) охарактеризовать климат, рельеф, гидрологию, геолого-литологическое строение территории, включая зону аэрации, их водоносность, водоупорные слои пород;

3) оценить взаимосвязь подземных вод различных водоносных горизонтов, а также связь их с реками, озерами, каналами;

4) оценить общие условия оттока грунтовых вод и особенности его распределения на различных участках выбранной территории;

5) выяснить условия поверхностного стока и связь его с подземным стоком и т. п.

Основой для такой характеристики природных условий являются материалы комплексных геологических и гидрогеологических съемок, результаты буровых и разведочных (включая геофизические) работ на воду.

При слабой изученности районов воднобалансовых исследований проводятся комплексные геолого-гидрогеологические съемки. Для постановки работ в первом (региональном) аспекте такие съемки необходимы в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000. Для работ во втором аспекте — в локальных условиях (при детальных исследованиях) необходимы гидрогеологические съемки отдельных земельных массивов в масштабах 1 : 25 000 и 1 : 10 000.

В районе воднобалансовых исследований размещается сеть наблюдательных пунктов. Опытные балансовые участки при воднобалансовых исследованиях как в региональном, так и в детальном планах обычно имеют площадь

в несколько десятков (сотен) га. Для них необходимо иметь детальные гидрогеологические профили и карты, отображающие геолого-литологическое строение первого от поверхности водоносного горизонта. При мощных (более 50—100 м) толщах водоносных пород используются гидрогеологические разрезы по глубоким структурным скважинам.

Геоморфологическая и гидрогеологическая оценки территории необходимы для общего гидрогеологического районирования, которое затем будет детализировано по данным о структуре водного баланса и значениям величин его приходных и расходных элементов.

Например, при отнесении данной территории к области наклонных равнин подгорного шлейфа, сложенного хорошо водопроницаемыми пролювиальными отложениями, ведущее значение в балансе подземных вод будет принадлежать подземному стоку. Если изучаемый земельный массив размещается на периферии расположенной ниже пролювиальной слабонаклонной равнины с неглубоким залеганием грунтовых вод, характеризующейся замедлением подземного стока в связи со слабой проницаемостью покровных отложений, то главную роль в водном балансе этих толщ пород будет играть испарение. Последнее в ненарушенных условиях обычно компенсирует приток подземных вод. Этот приток в поверхностных отложениях направлен вертикально вверх из подстилающих более проницаемых пород, насыщенных напорной водой.

Земельные массивы, в которых предстоит изучение баланса вод, могут располагаться и в дренированных областях с хорошо развитой эрозионной сетью. В этих условиях испарение уступает место подземному оттоку, который формируется за счет инфильтрации осадков, поливных и поверхностных вод.

Участки равнинной нерасчлененной местности с макро- и микропонижениями отличаются отсутствием поверхностного стока и замедлением подземного стока. Часто в естественных условиях такие участки периодически увлажняются поверхностными водами. Здесь испарение является единственным расходным элементом водного баланса.

Большое значение в установлении структуры баланса грунтовых вод имеет определение гидравлической связи между отдельными водоносными горизонтами. Эта связь зависит от водопроницаемости разделяющих слоев и соотношения напоров воды по вертикали неоднородной толщи пород. Поэтому кроме водоносных пород грунтового потока должны быть тщательно оценены водопроницаемость, мощность подстилающих слабопроницаемых пород раздельных слоев, а также статические напоры воды в каждом водоносном горизонте. Среди разного сочетания неоднородных отложений могут быть выделены толщи двухслойного и многослойного строения.

Также важна характеристика водопроницаемости пород в плане. Последняя устанавливается по данным геолого-литологических карт и опытных работ по определению фильтрационных свойств водоносных пород.

Для отражения формы поверхности грунтовых вод составляются карты гидроизогипс, позволяющие выделить участки потока с одномерным и двухмерным в плане движением вод. При наличии перетекания грунтовых вод в подстилающие водоносные пласты (когда напоры вод в последних ниже напора грунтовых вод) или при наличии восходящего подпитывания грунтовых вод напорными (при обратном соотношении напоров вод) составляются карты пьезоизогипс напорного водоносного горизонта.

Данные по климату и гидрологии должны содержать среднесуточные, среднемесячные и средние многолетние величины основных метеорологических элементов: осадков, температуры воздуха, его влажности, дефицита влажности

испарения с почвы, испаряемости, атмосферного давления, а также гидрологические показатели: расходы рек, каналов, горизонтов вод в них и т. п.

Реки, крупные каналы и водохранилища часто являются гидравлическими границами связанных с ними грунтовых и напорных потоков подземных вод, поэтому обязательны картирование их местоположения, характеристика граничных условий и определение сопротивления дна водотоков и водоемов.

От знания таких условий зависит принятие той или иной расчетной схемы для гидродинамического расчета питания вод и схемы математического моделирования фильтрации воды на изучаемой территории.

Граничным условием первого рода является закон изменения напора воды во времени на границе потока (урез воды в реке, канале и т. п.). Граничным условием второго рода служит закон изменения расхода потока воды во времени на границе. Поэтому на соответствующих реках, каналах и водохранилищах должны быть оборудованы пункты наблюдений за режимом водотоков и водоемов. Вместе с тем предварительные данные об этих условиях представляют интерес для организации и правильного направления воднобалансовых исследований.

При сопоставлении напоров вод из разных водоносных горизонтов в случаях встречи минерализованных вод (с плотным остатком более 50 г/л) необходимо вычислять так называемые приведенные давления (А. И. Силин-Бекчурин, 1951 г.). От соотношений этих давлений по вертикали зависят направление и скорость фильтрации.

Характеристика условий оттока грунтовых вод и его изменения при орошении или осушении дается на основе последующего изучения баланса вод. Однако даже общая характеристика района исследований должна отражать хотя бы в первом приближении предварительное решение вопроса о возможности оттока вод. Такая оценка возможна по данным начального распределения напоров воды (полученном при съемке), а также фильтрационных свойствах горных пород, распространенных в районе.

При возникновении подпора вод в дренирующих реках следует ожидать уменьшения подземного оттока к этим рекам. Снижение подземного стока легко заметить и в случае образования поверхностных водоемов в нижней части грунтового потока. Примером могут служить водоемы, возникающие в хвостовой части ирригационных систем от накопления сбросных поливных вод.

При наличии достаточно развитой эрозионной сети с большими уклонами рельефа возможное повышение зеркала грунтовых вод, вызванное увеличением инфильтрации оросительных вод, может сопровождаться даже увеличением подземного оттока грунтовых вод к естественным дренам.

Для суждения об изменении условий оттока подземных вод при орошении и осушении необходимо учитывать и проектируемую систему мелиорации, например расширение сети оросительных и дренажных каналов во времени. В связи с этим при общей гидрогеологической характеристике немаловажное значение имеет освещение вопроса о взаимосвязи грунтовых вод с поверхностными водотоками как для бытовых (т. е. до начала мелиорации), так и для проектных условий.

Важно выяснить, в какой отрезок времени годового периода тот или иной водоток питает грунтовые воды и в какой отрезок времени наблюдается обратная картина.

В ирригационных районах должна изучаться гидравлическая связь каналов разного рода (магистральных, распределителей, оросителей и коллекторно-

дренажной сети) с грунтовыми водами с целью критической оценки работы этой сети.

При изучении гидравлических связей целесообразно вычислять гидравлические сопротивления ложа соответствующих дрен и каналов, возникающие при выходе и входе воды из каналов в грунтовый поток по методике, изложенной в работе В. М. Шестакова и др. (1969).

В целях иллюстрации гидрогеологических условий районов или участков предстоящих воднобалансовых исследований составляются специальные гидрогеологические профили, пересекающие поверхностные водотоки и массивы орошения или осушения. На профилях строятся кривые депрессии и показываются горизонты воды в водотоках на разные периоды года, полученные по данным предварительно проведенных наблюдений. Также важно изобразить пьезометрическую поверхность первого подстилающего потока напорных вод.

Для уточнения граничных условий, необходимых при последующем прогнозе уровней грунтовых вод, анализируют данные о многолетних колебаниях горизонтов воды рек, каналов или водохранилищ, связанных с естественной цикличностью многолетнего режима их в естественных условиях. Вместе с этим учитывают проектные проработки вопросов регулирования горизонтов и бьефов воды в этих водотоках.

СВЕДЕНИЯ О ФАКТОРАХ РЕЖИМА И БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

До начала воднобалансовых работ важно собрать данные о главнейших элементах баланса вод на поверхности, в зоне аэрации и о подземном стоке по соседним или аналогичным в природном отношении районам. Это мероприятие позволит более целенаправленно поставить исследования на данной территории, учесть возможный диапазон изменения этих элементов и недостатки аналогичных работ в сходных природных условиях.

Кроме материала о метеорологических и гидрологических факторах, рассмотренных выше, собирается материал в водохозяйственных организациях по условиям водопользования, эксплуатации оросительных или осушительных систем. При этом имеется в виду, что такие системы располагаются в аналогичных природных условиях или непосредственно на данной территории, подлежащей исследованию.

При сборе указанного материала по районам-аналогам он используется для целей сравнения прогнозируемого баланса грунтовых вод с фактически наблюденным. В случае сбора такого материала по территории, где уже проводится орошение или осушение и предстоит их расширение или реконструкция мелиоративных систем, его используют для более полного учета элементов водного баланса.

Так, например, для орошаемых районов в управлениях оросительных систем собираются сведения по элементам: 1) водоотдача на орошение; 2) сброс оросительных вод за пределы системы; 3) потери воды на фильтрацию из каналов оросительной системы (к. п. д. магистральных, распределительных каналов и внутрихозяйственной оросительной сети); 4) коллекторно-дренажный сток или расход воды по дренажным каналам и коллекторам; 5) данные о сроках полива, его нормах для разных сельскохозяйственных культур; 6) данные о коэффициенте земельного использования (КЗИ) и о коэффициенте полезного действия оросительной сети; 7) данные об агротехнических мероприятиях (рыхление почв, промывки, внесение удобрений и т. п.).

В районах гидротехнических сооружений (водохранилищ, плотин) собирают данные: 1) подпор горизонтов воды в водотоках, водоемах; 2) фильтра-

ционные потери из водохранилищ, крупных каналов; 3) колебание горизонтов воды открытых водотоков, водоемов; 4) попуски воды в нижний бьеф водохранилищ и связанная с ними сработка водохранилищ и пр.

При водоснабжении производится сбор следующих данных: 1) характеристика водозабора (число и расположение эксплуатационных скважин, их разрезы); 2) расход воды и режим динамических уровней воды во времени; 3) утечка воды из водотоков; 4) развитие местных и районных депрессий поверхности грунтовых потоков.

Не перечисляя множества других данных формирования нарушенного баланса грунтовых вод, отметим, что уже приведенные выше факторы являются вполне достаточными, чтобы обеспечить наиболее полное изучение баланса грунтовых вод в нарушенных условиях. С помощью этих факторов уточняются места и размеры опытных воднобалансовых участков, конкретно намечается размещение наблюдательной сети. При дальнейшем исследовании собранные сведения используются для составления порайонных водных балансов и при прогнозе режима грунтовых вод на будущее.

ИЗУЧЕНИЕ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДОНОСНЫХ ПОРОД И ПОЧВОГРУНТОВ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Ввиду сложности определения ряда водно-физических свойств почвогрунтов до начала полевых исследований систематизируется литературный и фондовый материал об этих свойствах для различных разностей пород и почв, развитых в районе.

При проведении воднобалансовых работ в малоизученных районах и при постановке детальных исследований на опытных балансовых участках в дополнение к имеющимся данным о водно-физических свойствах проводятся полевые и лабораторные исследования этих свойств.

Для производства гидродинамических расчетов элементов баланса грунтовых вод по данным о их режиме необходимо знать следующие параметры:

1) коэффициент фильтрации k водоносных пород, вмещающих грунтовые воды;

2) коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород k_0 слоя, отделяющего грунтовые воды от подстилающих напорных вод;

3) коэффициент фильтрации водопроницаемых грунтов зоны аэрации;

4) коэффициент гравитационной водоотдачи, или недостаток насыщения пород, μ, представляющий собой изменение влагозапасов (за счет гравитационных вод), приходящееся на единицу изменения уровня грунтовых вод; этот параметр должен отвечать зоне от максимального положения верха подпертой капиллярной каймы до минимального уровня грунтовых вод за период его изменения Δt;

5) коэффициент упругой водоотдачи пласта пород $\mu^* = \gamma M \beta^*$ (здесь γ — объемная масса воды; β^* — коэффициент упругоемкости или изменения упругого запаса жидкости в единице объема пласта при изменении пластового давления на 1 кгс/см^2 или 1 м вод. ст, M — мощность пласта);

6) коэффициент уровнепроводности для грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ (где $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока);

7) коэффициент пьезопроводности напорного потока, подстилающего грунтовые воды $a^* = \frac{kM}{\mu^*}$ (где M — мощность напорного водоносного пласта).

Для производства воднобалансовых расчетов по зоне аэрации и интерпретации их результатов необходимо иметь следующие показатели водно-физических свойств грунтов и горных пород; 1) пористость n; 2) полная влагоемкость ПВ; 3) наименьшая влагоемкость НВ; 4) капиллярная влагоемкость КВ; 5) максимальная адсорбционная влагоемкость МАВ; 6) максимальная гигроскопичность МГ; 7) влажность устойчивого завядания растений ВЗ; 8) влажность разрыва капиллярной связи ВРК; 9) плотность γ; 10) объемная масса скелета грунта δ.

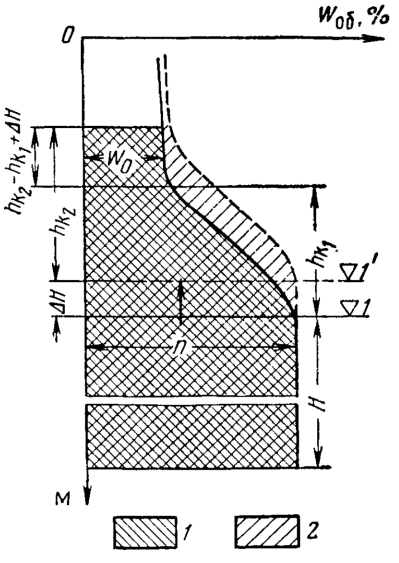


Рис. 2. Сопоставление нижних частей эпюр влажности почвогрунтов в зоне аэрации и в грунтовом потоке.

1 — площадь эпюры влажности до изменения уровня грунтовых вод; *2* — площадь эпюры влажности после изменения уровня вод; *1—1'* — соответственно начальный и конечный уровни

Остановимся на некоторых рекомендациях по методике определения этих параметров.

Коэффициенты фильтрации водоносных пород наиболее надежно определяются по данным опытных кустовых откачек. Последние проводятся на опытных балансовых участках и на особо важных расчетных створах наблюдательных скважин. Кусты скважин для откачек должны состоять из одной опытной — центральной скважины и из двух наблюдательных, размещенных в створе, перпендикулярном к направлению потока вод.

Для изучения условий неоднородности пород в фильтрационном отношении весьма целесообразно при бурении наблюдательных скважин отбирать послойные образцы пород и рыхлые их разности (пески, супеси) подвергать лабораторному определению коэффициента фильтрации в трубке Каменского или Спецгео. При этом мы рекомендуем учитывать среднюю естественную пористость пород n, пористость загруженных в трубку образцов пород n_1 и поправки, вытекающие из коэффициентов Слихтера для той и другой пористости (Лебедев, 1950).

Коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород раздельных слоев надежно определяется в монолитах, извлекаемых при бурении с помощью грунтоносов. При этом применяются методы лабораторного определения на приборах напорной фильтрации типа приборов Тима — Каменского, например прибор ПВ (Е. П. Чаповский, 1958 г.). Ниже будет изложен метод косвенного определения этого же коэффициента по данным режимных наблюдений.

Определение коэффициента фильтрации песчаных, супесчаных и суглинистых пород при неполном насыщении (в зоне аэрации) наиболее надежно осуществляется по методу Н. К. Гиринского (Ф. М. Бочевер и др., 1969 г.).

Методы определения коэффициентов уровнепроводности и пьезопроводности базируются на гидродинамическом анализе режима грунтовых вод (см. четвертую главу).

Коэффициент гравитационной водоотдачи или недостаток насыщения грунтов μ наиболее надежно определяется нашим методом сравнения эпюр влажности в нижней части зоны аэрации (рис. 2).

На балансовом участке, недалеко от расчетных наблюдательных скважин в период минимального положения уровня грунтовых вод производится определение влажности почвогрунтов от поверхности до уровня воды через 10 см по вертикали. Последние 2—3 определения производят под уровнем воды. Последующее определение влажности повторяют при максимальном положении грунтовых вод на прежних глубинах. Результаты обработки данных наблюдений позволяют рассчитать недостаток насыщения почвогрунтов в границах самого высокого положения верха подпертой капиллярной каймы и самого низкого ее положения за период наблюдения уровня воды.

Для расчета величины гравитационной водоотдачи почвогрунтов первое определение влажности производят накануне спада уровня при его максимальном положении, а повторное — после спада уровня при его минимальном расположении.

Параметр μ (в первом случае недостаток насыщения, во втором — водоотдача пород) находится из выражения

$$\mu = \frac{\sum_2 \Delta z W''_{об} - \sum_1 \Delta z W'_{об}}{\Delta H}, \qquad \text{(III.1)}$$

где Δz — интервал по глубине между точками определения влажности или отбора проб грунта на влажность (при весовом способе определения влажности), мм; $W'_{об}$, $W''_{об}$ — объемные влажности грунта в середине интервала глубины Δz соответственно в начале и конце наблюдений (в долях единицы объема грунта); ΔH — величина изменения уровня грунтовых вод (при подъеме положительная, при спаде — отрицательная), мм.

При пользовании формулой (III.1) необходимо помнить, что отсчет глубин Δz начинают от самого высокого положения поверхности подпертой капиллярной каймы. Заканчивают этот отсчет на уровне самого глубокого положения зеркала воды. Объемная влажность равна произведению весовой влажности на объемную массу скелета грунта.

При четком выделении подпертой капиллярной каймы (например, в песках), высота которой в начале наблюдений равна $h_{к_1}$, а в конце — $h_{к_2}$, вместо (III.1) действительно соотношение

$$\mu = \frac{\Delta B_к}{\Delta H} + n - (\Delta h_к + \Delta H)\frac{W_0}{\Delta H}, \qquad \text{(III.2)}$$

где

$$\Delta B_к = B_{к_2} - B_{к_1};\ \Delta h_к = h_{к_2} - h_{к_1};\ B_к = \sum_{i=1}^{n} \Delta z_i W_{об\,i};$$

здесь $B_{к_1}$, $B_{к_2}$ — запасы влаги в подпертой капиллярной кайме соответственно в начале и конце наблюдений; $B_к$ — общее обозначение этих влагозапасов; $\Delta h_к$ — изменение мощности подпертой капиллярной каймы; W_0 — усредненная объемная влажность над капиллярной каймой до подъема уровня воды или та средняя объемная влажность, которая остается над последним положением каймы после спада уровня; n — пористость или, точнее, полная влагоемкость грунтов. Остальные обозначения прежние.

При неизмененном запасе влаги в капиллярной кайме $\Delta B_к = 0$, $\Delta h_к = 0$

$$\mu = n - W_0. \qquad \text{(III.3)}$$

Таким образом, только в частном случае параметр μ равен разности между полной влагоемкостью и средней объемной влажностью почвогрунтов, имевшей

место над капиллярной каймой в пределах повышения ее верхней границы или сохранившейся над каймой после понижения уровня грунтовых вод. Здесь пористость n считается адекватной полной влагоемкости ПВ. Более точнее последнюю следует считать ниже на 5—6% за счет объема защемленного воздуха (для песков, супесей) и вводить ее в расчет параметра по указанным формулам вместо величины n.

Так как при понижении уровня грунтовых вод над капиллярной каймой длительное время остается в подвешенном состоянии влажность, отвечающая наименьшей влагоемкости НВ, то для песчаных, супесчаных и суглинистых грунтов приближенно величина водоотдачи может определяться по формуле

$$\mu = \text{ПВ} - \text{НВ}, \tag{III.4}$$

где ПВ — полная влагоемкость, равная пористости n за вычетом объема защемленного воздуха; НВ — наименьшая влагоемкость, отвечающая той влажности, которая длительное время остается в капиллярно-подвешенном состоянии после стекания всей свободной гравитационной воды.

При неглубоком залегании грунтовых вод, когда максимальная высота капиллярного поднятия выше глубины до воды, параметр μ определяется по разности

$$\mu = \text{ПВ} - \text{КВ}, \tag{III.5}$$

где КВ — величина капиллярной влагоемкости слоя при данном положении зеркала грунтовых вод. В этом случае величина недостатка насыщения или водоотдачи будет зависеть от положения уровня грунтовых вод. Поэтому важно знать количественную связь величины КВ с высотой над уровнем грунтовых вод.

При залегании уровня грунтовых вод на глубинах, превышающих мощность капиллярной каймы, полная и капиллярная влагоемкость около зеркала воды практически одинаковы. Поэтому для этих условий (ПВ $\approx$ КВ) применяется (III.4).

Кроме того, при медленных колебаниях уровня грунтовых вод и залегании их на указанных глубинах водоотдача и недостаток насыщения в основном одинаковы.

Весьма важным является вопрос о постоянстве параметра μ или лишенной свободной воды порозности при неустановившемся движении грунтовых вод со свободной поверхностью.

Как указывает С. Ф. Аверьянов (1956), предполагать неизменность свободной порозности можно лишь в том случае, если грунтовые воды залегают на значительной глубине и их режим изменяется очень медленно.

При быстрых изменениях уровня грунтовых вод, при которых скорость подъема капиллярной каймы отстает от повышения уровня, давление на уровне воды выше атмосферного. Таким образом, свободная порозность (параметр μ) зависит от положения поверхности грунтовых вод и скорости ее изменения во времени.

Основываясь на параболической зависимости влажности почвогрунтов в пределах капиллярной каймы от ее высоты, С. Ф. Аверьянов получил следующее выражение для параметра μ в случае опускания уровня грунтовых вод от поверхности земли до глубины y или в случае подъема уровня от глубины y до той же поверхности

$$\mu = W_1\left\{1 - \frac{2}{3}\left[\frac{1}{\beta_y}\left(1 - \sqrt{1-\beta_y}\right) + \sqrt{1-\beta_y}\right]\right\}, \tag{III.6}$$

где

$$\beta_y = \frac{y}{H_к}\left[1 - \left(\frac{W_0}{W_1}\right)^2\right];$$

здесь $y \leqslant H_к$; W_0 — объемная влажность, при которой начинается интенсивное движение воды в грунте (это отвечает НВ); W_1 — полная влагоемкость в долях от единицы объема; $H_к$ — максимальная высота капиллярного поднятия.

Аналогичное выражение для μ получено для случая изменения уровня на величину $\pm dy$ (на глубине y)

$$\mu = \left[1 - \sqrt{1 - \beta_y}\right] W_1, \qquad \text{(III.7)}$$

где обозначения прежние.

Б. С. Маслов (1970) рекомендует учитывать полную ПВ, капиллярную КВ и наименьшую НВ влагоемкости для расчета усредненной величины водоотдачи, которая выражается следующей формулой в наших обозначениях:

$$\mu = \frac{(\text{ПВ} - \text{КВ})\,H + (\text{ПВ} - \text{НВ})\,(H - H_к)}{H}, \qquad \text{(III.8)}$$

где H — величина понижения уровня грунтовых вод, считая от поверхности земли; $H_к$ — максимальная высота капиллярного поднятия, причем $H > H_к$.

В этой формуле величины ПВ, НВ, КВ, очевидно, являются средневзвешенными по высоте.

Многие исследователи определяют значение водоотдачи в зависимости от водопроницаемости.

Так, например, по Г. Д. Эркину, для минеральных грунтов

$$\mu = 16{,}5\sqrt{k}\sqrt[3]{y}, \qquad \text{(III.9)}$$

где k — коэффициент фильтрации, м/с; y — глубина залегания поверхности грунтовых вод, м.

По А. И. Ивицкому, для торфяных грунтов

$$\mu = 8{,}2\sqrt[8]{k^3}\sqrt[4]{y^3}, \qquad \text{(III.10)}$$

где обозначения прежние.

По К. П. Лундину, для всех грунтов

$$\mu = 0{,}13 + 0{,}074 \lg k, \qquad \text{(III.11)}$$

где k — коэффициент фильтрации, м/сут.

По Л. Дамл и Р. Вингер (США), для любых грунтов

$$\mu = 0{,}1254 + 0{,}1152 \lg k. \qquad \text{(III.12)}$$

Для иллюстрации значений некоторых водно-физических свойств почвогрунтов приведена табл. 1 из работы Б. С. Маслова (1970).

Следует заметить, что со значениями параметра μ в этой таблице совпадают полученные нами и другими авторами данные.

Определение наименьшей влагоемкости НВ выполняют методом залива водой площадок. При этом увлажнение производят на всю глубину корнеобитаемого слоя (не менее 1,5 м). Размер горизонтальной площадки 2 × 2 м. По краям ее насыпают земляные валики для предохранения от растекания. Высота валика не менее 20 см.

Таблица 1

Водно-физические свойства осушаемых почвогрунтов
(средние значения)

Почва	Объемная масса, г/см³	Плотность, г/см³	Пористость, %	Наименьшая влагоемкость объемн., %	Высота максимального капиллярного поднятия, см	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водоотдача для метрового слоя (в долях объема)
Торф верховой	0,08—0,13	1,4—1,6	90—95	65—70	60—70	0,0n—0,n *	0,02—0,1
» низинный	0,2—0,3	1,4—1,6	80—90	55—60	60—90	0,0n—n	0,08—0,14
Песок мелкозернистый	1,6—1,7	2,6—2,7	35—40	12—18	10—20	0,n—n	0,1—0,2
Супесь	1,4—1,6	2,7	40—45	15—20	40—60	0,n	0,06—0,15
Суглинок	1,4—1,5	2,6—2,7	45—50	30	100—150	0,00n—0,n	0,01—0,06
Глина	1,5—1,8	2,7—2,75	35—45	30—35	200—300	0,000n—0,0n	0,00n—0,05
Гравий	1,7—1,8	2,7—2,8	30—40	10—15	5—10	n—nn	0,25—0,35

* n—любая значащая цифра.

Перед заливом на расстоянии 1—1,5 м от площадки с двух сторон берутся пробы для определения влажности почвогрунтов. Отбор проб производится через 10 см до глубины, до которой предполагается определять наименьшую влагоемкость.

Расчет необходимого количества воды производится, согласно С. Я. Вериго и Л. А. Разумовой (1963 г.), по следующей формуле (в наших обозначениях)

$$Q = \frac{(U_н - W)\,\delta F z}{50}, \qquad \text{(III.13)}$$

где Q — количество необходимой для залива воды, м³; $U_н$ — предполагаемая наименьшая влагоемкость корнеобитаемого слоя почв, вес. %; W — весовая влажность корнеобитаемого слоя почвы перед заливом площадки, %; δ — объемная масса скелета корнеобитаемого слоя почвы, г/см³; F — площадь заливаемой площадки, м²; z — глубина корнеобитаемого слоя почвы, м.

В качестве примерных величин наименьшей влагоемкости могут быть приняты (в % по массе): для супесчаных почв 10—15; легких суглинистых — 15—20; среднесуглинистых — около 25; тяжелосуглинистых и глинистых — 25—30. Объемная масса может быть принята равной 1,5.

Вода подается непрерывно с предохранением против размыва поверхности с помощью куска фанеры. Для защиты от испарения площадку покрывают толем, соломой или другим материалом. Сверху настилается слой почвы толщиной 30—50 см.

По прошествии некоторого срока, необходимого для стекания гравитационной воды, приступают к определению влажности почвы.

Обычно первое определение производят через сутки после залива площадки, второе — на легких супесчаных почвах через 2—3 сут, на тяжелых суглинистых — через 5—7 сут. Если расхождение во влажности превысит 1,5%, она определяется через сутки еще раз. Таким образом, разность во влаж-

ности смежных сроков наблюдений не должна превышать 1—1,5% в пределах всего корнеобитаемого слоя.

Бурение для отбора проб производится в центре площадки с 4-кратной повторностью. Пробы берутся через каждые 10 см на всю глубину корнеобитаемого слоя. Результаты последнего определения влажности принимаются за ее наименьшую влагоемкость.

Большое значение для воднобалансовых исследований имеет определение объемной массы грунтов с ненарушенной структурой. Помимо расчета пористости, равной полной влагоемкости, если защемленный воздух отсутствует, объемные массы используются, как было указано, для перевода весовой влажности в объемную.

Объемная влажность почвогрунтов зоны аэрации используется при расчете дефицита насыщения (пористость минус объемная влажность), а также необходима для подсчета влагозапасов по отдельным слоям и в целом для всей зоны аэрации.

В связи с указанным в начале воднобалансовых работ на опытных участках проходят шурфы и послойно из четырех стенок отбирают монолиты почвогрунтов для определения объемных масс.

Высота капиллярного поднятия определяется для общей характеристики почвогрунтов и используется для установления глубин детального наблюдения за влажностью. На подходе к подпертой капиллярной кайме и в ее пределах пробы грунта для расчета параметра μ отбираются через 10 см по вертикали.

Максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ) представляет собой наибольшее количество прочносвязанной влаги, которое может содержать почва. Знание данной константы необходимо для выявления этой категории влаги при полевых наблюдениях. Методика определения этой и других водных констант описана А. А. Роде (1952).

Обычно для определения МАВ находят теплоту смачивания или определяют величину «нерастворяющего объема». При этом целесообразно применять соли хлора, так как ионы его легко определяются химическим способом. Приводя навеску почвы в соприкосновение с раствором этой соли, узнают увеличение концентрации ее раствора, происходящее вследствие связывания почвой части жидкой влаги. По изменению концентрации соли, объему прибавленного раствора, количеству воды в навеске воздушно-сухой почвы вычисляют предельно возможное содержание воды, связанной навеской.

Влажность устойчивого завядания растений ВЗ, или коэффициент завядания, выражает ту влажность почвы, при которой растения начинают завядать, причем тугор в клетках растения не восстанавливается, т. е. признаки завядания не исчезают даже после длительного пребывания в атмосфере, насыщенной водяным паром. Наиболее распространенным методом определения ВЗ является метод вегетационных миниатюр.

Косвенный метод определения ВЗ требует знания максимальной гигроскопичности МГ. В зависимости от характера почвы величина МГ умножается на тот или иной коэффициент. По данным А. В. Процерова и Н. К. Карасева, его величина находится в пределах 1—3, более часто в пределах 1,2—1,6. Средней величиной 1,34 пользуются в исследованиях, проводимых учреждениями Гидрометеослужбы СССР.

Влажность разрыва капиллярной связи ВРК отвечает той величине подвешенной влаги, при которой последняя в процессе испарения теряет сплошность и перестает передвигаться к испаряющей поверхности. Зная ВРК, НВ и ПВ, по А. А. Роде, можно выделить три категории влаги по степени ее

подвижности: 1) легкоподвижная — от ПВ до НВ; 2) среднеподвижная — от НВ до ВРК; 3) трудноподвижная — менее ВРК.

Способ определения ВРК основан на полевых наблюдениях за распределением влаги по глубине в зоне аэрации после ее сильного промачивания и весьма интенсивного испарения с поверхности. Величина устойчивой влажности в почвенном слое, расположенном ниже слоя, в котором влажность непрерывно уменьшалась снизу вверх после интенсивного испарения с поверхности, и отвечает ВРК. Причем в слое, в котором содержится ВРК, в первое время наблюдений также имеет место некоторое снижение влажности. Для осуществления подобных наблюдений в поле подготавливается крупный почвенный монолит, покрытый с боков водонепроницаемым материалом.

Наблюдения над капиллярной влагоемкостью и водоподъемной способностью почв производят в поле путем отбора проб почвогрунта на определение влажности из капиллярной каймы через 5—10 см по вертикали. Возможны также визуальные наблюдения в специально пройденных шурфах с заливом их водой слоем в несколько сантиметров.

Кроме указанных методов для непосредственного определения многих из этих водно-физических констант А. А. Роде (1952) рекомендуется широко использовать данные систематических наблюдений за влажностью.

ВЫБОР СХЕМ РАСПОЛОЖЕНИЯ СКВАЖИН ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА РЕЖИМОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Окончательный выбор наиболее рациональной системы расположения наблюдательных скважин можно сделать при анализе конкретных гидрогеологических условий, учете задач предстоящих исследований и метода анализа режима и составления баланса грунтовых вод, которые будут выполняться для решения поставленных задач. Однако уже заранее целесообразно рассмотреть основные положения, которыми следует руководствоваться при выборе сети наблюдательных скважин, позволяющей принять рассматриваемые ниже методы и являющейся оптимальной для часто встречающихся гидрогеологических условий.

Расположение сети наблюдательных скважин на местности должно удовлетворять следующим общим требованиям:

1) наиболее полно отражать положение зеркала грунтовых вод на значительных площадях при минимальном числе наблюдательных скважин;

2) быть удобной для использования зависимостей динамики подземных вод от показателей граничных условий, т. е. расположение наблюдательных скважин должно быть по возможности в створах, совпадающих с главным направлением движения вод;

3) отражать некоторой частью скважин граничные условия (например, колебания уровня воды вблизи открытых водотоков, водоемов или дрен потока), что важно кроме расчета элементов баланса грунтовых вод для прогноза их режима;

4) позволять наиболее полно оценивать гидравлическую связь грунтовых вод с глубже расположенными напорными водоносными горизонтами.

При рассмотрении основных положений размещения наблюдательных скважин необходимо учитывать:

1) форму грунтового потока (т. е. поверхность грунтовых вод) в плане, которая зависит от плановой геометрии его границ;

2) схемы неоднородности водоносных толщ пород в фильтрационном отношении в разрезе;

3) схемы грунтовых потоков в разрезе в зависимости от конкретных граничных условий;

4) требования для равномерного освещения элементов баланса грунтовых вод по площади;

5) специфику изучения режима и баланса грунтовых вод на орошаемых массивах.

Форма поверхности грунтовых вод указывает на направление, источники питания, а в ряде случаев и относительную скорость движения вод.

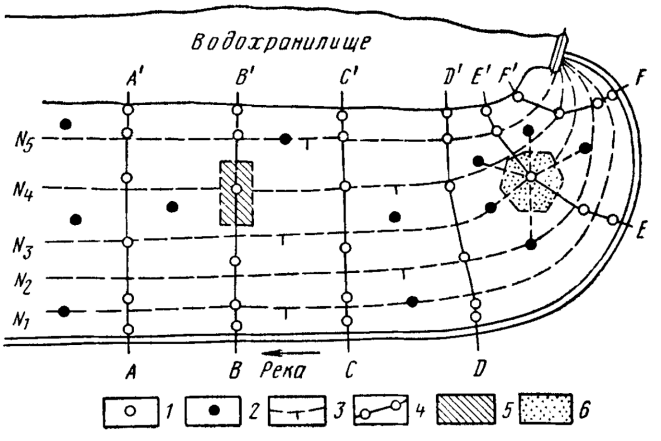


Рис. 3. Расположение наблюдательных скважин на междуречье.

1 — наблюдательная скважина в створе; *2* — то же, вне створа; *3* — гидроизогипсы; *4* — створ наблюдательных скважин; *5* — расчетный элемент одномерного потока; *6* — то же, для двухмерного в плане потока

Так, например, при изучении режима и баланса грунтовых вод на междуречье (рис. 3) в целях обоснования прогнозов изменения этого режима в условиях предстоящего орошения или осушения земель выделяются области одно- и двухмерного движения в плане.

В пределах междуречной полосы, ограниченной створами $AA'—CC'$, движение грунтовых вод одномерное в плане. Далее ближе к плотине оно становится двухмерным (створы DD', EE', FF'). В последнем месте в плане поток расходящийся.

Аналогичные примеры двухмерного потока можно встретить около излучин рек, каналов, на аллювиальных террасах или равнинах, примыкающих к руслам водотоков (рис. 4). Здесь представлены примеры радиально расходящегося потока (см. рис. 4, *а*) и радиально сходящегося (см. рис. 4, *б*).

При одномерном в плане потоке, у которого линии тока располагаются в параллельных вертикальных плоскостях, а на плане они параллельны между собой, наблюдательные скважины закладываются по створам, совпадающим с направлением движения грунтовых вод. Такое расположение скважин является оптимальным. Расстояние между скважинами измеряется от нескольких десятков до нескольких сотен метров и даже, возможно, в несколько километров при весьма высокой водопроводимости водоносных пластов и большой протяженности междуречья. Определение расстояний зависит от назначения

наблюдений (для изучения взаимосвязи поверхностных и подземных вод вблизи уреза водотоков, определения гидрогеологических параметров, расчета величины питания грунтовых вод) и будет рассмотрено в четвертой главе.

В двухмерном вплане потоке, у которого линии тока находятся в произвольных (непараллельных) вертикальных поверхностях, как минимум закладывается пять наблюдательных скважин (см. рис. 3, 4). Три скважины из пяти размещаются по главному направлению, а две остальные — по обеим сторонам.

В случае весьма деформированного в плане потока, как, например, недалеко от нижнего бьефа плотины (см. рис. 3, створ EE'), в качестве дополнительных внестворных скважин могут быть несколько скважин, заложенных по сторонам основного створа.

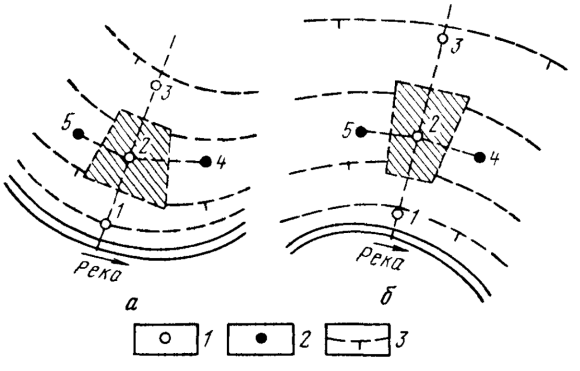


Рис. 4. Расположение наблюдательных скважин около излучин реки (заштрихованы элементы потока).

а — расходящийся поток грунтовых вод; *б* — сходящийся поток; *1* — наблюдательная скважина в створе; *2* — то же, вне створа; *3* — гидроизогипсы

Как для одномерного, так и для двухмерного потоков на каждом створе выделяются расчетные балансовые элементы потока (на приведенных рисунках заштрихованы).

Принцип выделения таких элементов потока основан на разделении интервала расстояния между смежными скважинами пополам и проведении перпендикуляров в средних точках к соединяющим линиям. Следовательно, для одномерного потока форма его элемента — прямоугольник, для двухмерного — многоугольник.

Вблизи открытых водотоков и водоемов створы наблюдательных скважин должны быть перпендикулярными к их урезам. Лучше выбирать места с прямолинейной формой уреза в плане.

Параметрические створы скважин, предназначенные для расчета коэффициентов уровнепроводности, пьезопроводности, водоотдачи пород по колебанию уровня грунтовых вод, обычно короткие — несколько десятков и сотен метров. Расстояние между скважинами не более $0{,}5\sqrt{at}$, а удаление последней скважины от границы потока не более $\sqrt{at}$, где $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ — коэффициент уровнепроводности грунтового потока; k — усредненный коэффициент фильтрации пород, м/сут; $h_{ср}$ — средняя мощность потока, м; μ — водоотдача пород.

На таких створах первая скважина размещается на расстоянии от уреза воды, равном 1,5 мощности потока, не вскрытой рекой, с тем, чтобы избежать влияния гидрогеологического «несовершенства» русла реки или канала.

Боковые наблюдательные скважины при двухмерном в плане потоке используются для построения гидроизогипс и так же, как и на осевом створе, обеспечивают исходными данными расчет величины питания грунтовых вод.

Условия неоднородности толщ водоносных пород существенно влияют на состав наблюдательных пунктов (скважин и их кустов), размещение приемных частей (фильтров) наблюдательных скважин в вертикальном разрезе.

Рассмотрим несколько типовых схем неоднородности водоносных толщ пород в разрезе и связанного с ними размещения наблюдательных скважин (рис. 5).

В случае однородного строения водоносных пород (тип *а*) вдоль створа по потоку размещается не менее трех скважин. Фильтры их — недалеко от минимального (за многолетие) уровня воды.

В случае двухслойного строения (тип *б*) так же в створе по потоку вод размещаются уже кусты наблюдательных скважин. Каждый куст состоит из двух скважин: одна с фильтром несколько ниже минимального уровня грунтовых вод в верхнем слабопроницаемом слое (но неглубоко от зеркала воды),

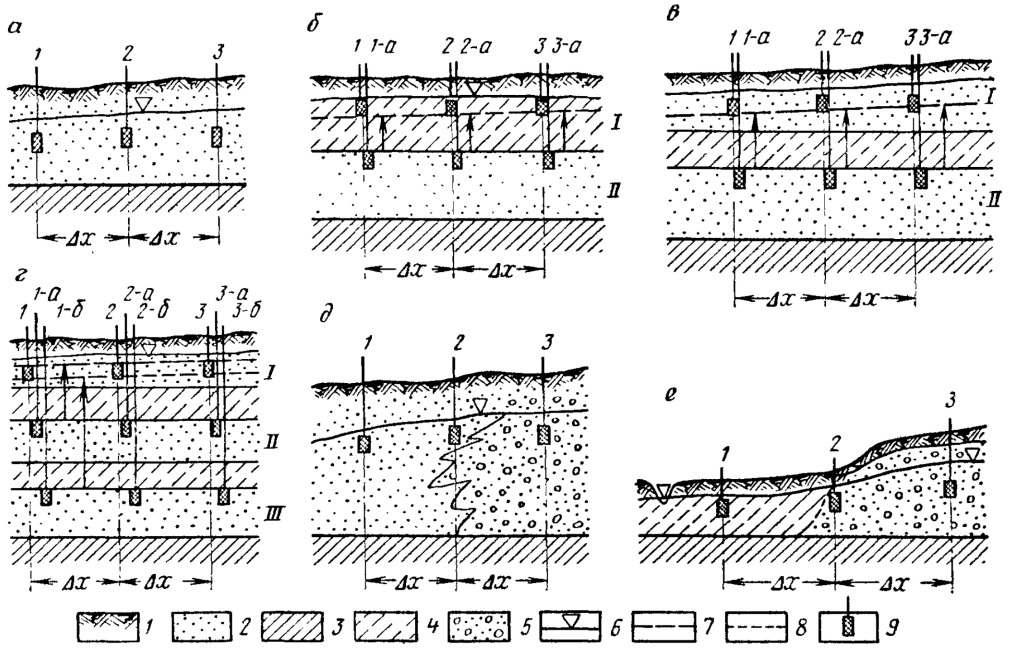


Рис. 5. Схемы строения водоносных толщ пород и расположения наблюдательных скважин
1 — почва; *2* — песок; *3* — глины (водоупорное ложе); *4* — слабопроницаемые породы — супеси, суглинки; *5* — галечник; *6* — уровень грунтовых вод; *7* — уровень верхнего (первого) межпластового водоносного горизонта; *8* — уровень нижнего (второго) межпластового водоносного горизонта; *9* — наблюдательная скважина

вторая — с фильтром в подстилающем более проницаемом слое у подошвы верхнего слоя.

По данным наблюдений в мелких скв. 1, 2, 3 определяются положение и колебание уровня грунтовых вод, находящихся в верхнем слое, а по данным наблюдений в глубоких скв. 1-а, 2-а, 3-а определяются положение и колебание пьезометрического уровня подстилающих напорных вод.

В случае трехслойного строения (тип *в*), при котором возможно перетекание грунтовых вод в подстилающий напорный водоносный горизонт или обратное движение вод последнего вверх, на створе оборудуются аналогичные кусты наблюдательных скважин. Здесь глубокие скважины должны иметь рабочие части фильтров непосредственно под подошвой разделяющего слоя слабопроницаемых пород.

В случае пятислойного строения водоносных толщ пород (тип *г*) выделяются три водоносных горизонта (*I*, *II*, *III*) и два разделяющих слоя слабопроницаемых пород, разобщающих смежные водоносные горизонты. Вдоль створа по потоку грунтовых вод оборудуется не менее трех кустов скважин. В каждом из них по три наблюдательные скважины: на грунтовые воды (1, 2, 3), на второй — напорный горизонт (1-а, 2-а, 3-а) и на третий — также напорный водоносный горизонт (1-б, 2-б, 3-б).

Данные об уровнях, напорах воды и о их колебании во времени используются для расчета величин питания каждого водоносного горизонта сверху и для составления балансов подземных вод каждого горизонта в отдельности.

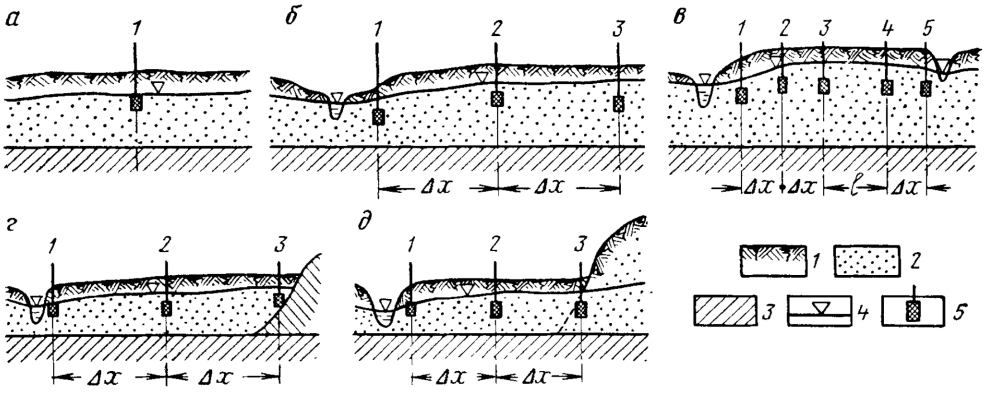


Рис. 6. Типовые схемы грунтовых потоков.

1 — почва; *2* — водоносная порода; *3* — водоупорное ложе; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — наблюдательная скважина. Потоки вод: *а* — неограниченный; *б* — полуограниченный; *в* — ограниченный (короткий) между реками; *г* — то же, между рекой и непроницаемым коренным берегом долины; *д* — то же, между рекой и крутым берегом, сложенным водопроницаемыми породами

В случае постепенной смены водопроницаемости водоносных пород по длине потока в разрезе (тип *д*), что имеет место, например, в конусах выносов подгорных шлейфов, вдоль потока также сооружаются наблюдательные скважины, но без дублеров на разные глубины. Существенным для этих условий является такое размещение скважин по длине потока, при котором средняя скв. 2 приходилась бы на середину расстояния между крайними скв. 1, 3, а последние две располагались бы в сравнительно однородных слабо- и сильнопроницаемых отложениях. При этом расстояние между скважинами Δx должно определяться допустимыми абсолютными погрешностями замера уровня воды и определения коэффициента фильтрации сильнопроницаемых пород, т. е. указанными погрешностями для участка скв. 2—3.

В случае редкой смены водопроницаемости водоносных толщ пород (тип *е*) средняя наблюдательная скв. 2 должна располагаться на границе резкой смены водопроницаемости пород. Это условие позволит на каждом участке между скв. 1—2 и 2—3 рассматривать водоносные породы однородными.

Определение расстояния между скважинами Δx здесь также должно производиться по данным о допустимых погрешностях замера уровня и коэффициента фильтрации наиболее проницаемых пород, т. е. для участка скв. 2—3.

Характер граничных условий грунтовых потоков, отображенных на рис. 6, определяет местоположение преимущественно концевых наблюдательных скважин на створах.

Для неограниченного в плане потока (тип *а*), признаком которого является постоянство изменения уровня воды за данный отрезок времени Δt по площади, расположение скважин произвольное. При этом для расчета величины питания грунтовых вод достаточно иметь одну такую скважину с фильтром несколько ниже минимального уровня грунтовых вод.

Для полуограниченного потока (тип *б*) первая наблюдательная скважина (1) размещается на расстоянии, равном 1,5 мощности водоносного горизонта, не вскрытого рекой. По этой скважине в случае одномерного потока данные о колебании уровня используются в качестве граничного условия первого рода. Таким условием является известная зависимость изменения уровня воды от времени.

Следующие скв. 2, 3 и др., расположенные по потоку вод, должны находиться от первой скважины на расстояниях менее $(3 \div 4)\sqrt{at}$ и более этой величины. В первом случае условия на границе потока, например режим горизонта воды в реке, будет оказывать известное влияние на расчетную величину питания грунтовых вод сверху wt, во втором случае (при $x > (3 \div 4)\sqrt{at}$) этого влияния граничного условия не будет.

Обычно в зоне влияния реки или водоема колебания уровня грунтовых вод от реки или водоема в глубь берега уменьшаются. Здесь выделяется прибрежный тип режима. Вне влияния тех же границ по направлению к водоразделу амплитуды колебания уровня увеличиваются. Этот тип режима зависит от инфильтрации осадков и испарения на поверхности, он носит название водораздельный.

Для ограниченного с двух сторон реками (каналами) короткого потока (тип *в*) скважины размещаются от каждой реки по тому же принципу, как для полуограниченного потока.

Створ наблюдательных скважин располагается нормально к урезам водотоков, водоемов, которые наиболее удобны в тех местах, где они прямолинейны в плане. Желательно одну из наблюдательных скважин закладывать на месте водораздела грунтовых вод, что позволит применить более простые расчетные зависимости величины питания грунтовых вод от краевых условий.

В этом типе потока граничными условиями являются также известные графики колебания уровней воды в реках (каналах) во времени. Чтобы исключить влияние гидрогеологического несовершенства рек и каналов обычно в качестве граничных условий принимают графики колебания уровней грунтовых вод в краевых скважинах, расположенных от таких границ потока на 1,5 мощности водоносного горизонта.

Для потока, ограниченного с одной стороны рекой (каналом, водохранилищем), а с другой непроницаемым берегом долины (тип *г*), первую наблюдательную скважину размещают, как указано, недалеко от первой границы, вторую скважину — посредине потока и третью — около непроницаемого берега — второй границы.

Наконец, в случае коротких потоков, ограниченных рекой и крутым, но проницаемым берегом, под склоном которого поток не получает дополнительного питания сверху (тип *Д*), третья наблюдательная скважина весьма желательна около уступа этого берега. Две другие скважины (1, 2) размещаются, как и на предыдущей схеме; створ наблюдательных скважин размещается также по направлению потока.

Рассмотренные выше схемы расположения наблюдательных скважин выполнимы при известном направлении движения подземных вод. При отсутствии

данных об этом направлении или сложной форме зеркала грунтовых вод можно рекомендовать расположение скважин по Г. Н. Каменскому, в виде правильной сетки квадратов (рис. 7). Минимальное число наблюдательных скважин равно пяти. Четыре скважины располагаются по углам квадрата, а пятая — в его центре. Такая сетка наблюдательных скважин позволяет применить простейшие уравнения в конечных разностях, составленные для двухмерных потоков.

Территория, подлежащая изучению баланса грунтовых вод, а в дальнейшем нуждающаяся в прогнозе изменения их режима, покрывается равномерной

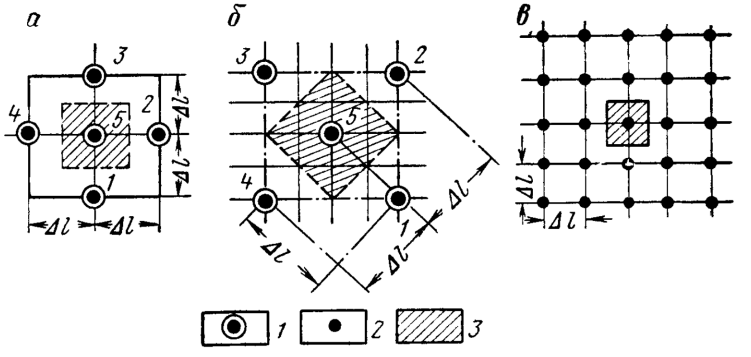


Рис. 7. Расположение наблюдательных скважин по квадратной сетке (заштрихованы элементы потока).

а — скважины на осях симметрии, *б* — то же, в углах квадрата, *в* — квадратная сетка скважин. *1* — наблюдательная скважина, используемая для расчета элементов баланса грунтовых вод; *2* — то же, в месте пересечения линий сетки; *3* — один из элементов грунтового потока

сеткой (см. рис. 7, *в*). В точках пересечения линий сетки закладываются наблюдательные скважины. Несомненно, что нет необходимости покрывать большую площадь такой сеткой скважин. Однако расположение хотя бы части этих скважин по такой сетке очень облегчит анализ и прогноз режима грунтовых вод во времени. Расстояния между скважинами рассматриваются в четвертой главе.

Кроме указанных факторов, влияющих на формирование режима и динамики подземных вод, необходимо учитывать при расположении скважин водохозяйственные условия и специфику баланса вод при орошении и осушении земель.

На рис. 8 схематически изображена часть орошаемого массива, ограниченного каналами, оросителями и коллектором.

В условиях орошения создается сложная поверхность грунтовых вод. Задача изучения баланса грунтовых вод сводится к нахождению основных его элементов, зная которые и их связи с водоподачей, дренажным стоком и другими факторами, можно легко составить прогноз изменения режима этих вод при новых условиях водоподачи, режимах орошения, дренажа и т. п.

С этой целью, например, на построенных оросительных системах, где требуется произвести детальный анализ формирования баланса грунтовых вод, сооружается сеть наблюдательных скважин из следующих элементов;

1) короткие створы скважин, нормальные к каналам и дренам;

2) створы скважин, соединяющие различные водотоки, идущие также по линиям токов в плане;

3) группы наблюдательных скважин, позволяющие исследовать баланс двухмерного потока, и одиночные скважины для уточнения карты гидроизогипс и отображения граничных условий. Последние из этих скважин размещаются вблизи открытых водотоков и водоемов, а также дрен.

Схема, представленная на рис. 8, вполне репрезентативна и в случае отсутствия на местности оросительных и дренажных каналов, но сооружение которых весьма вероятно по проекту. В обоих случаях основой для размещения сети наблюдательных скважин будет существующая и ожидаемая после орошения или осушения форма зеркала грунтового потока. Так, например,

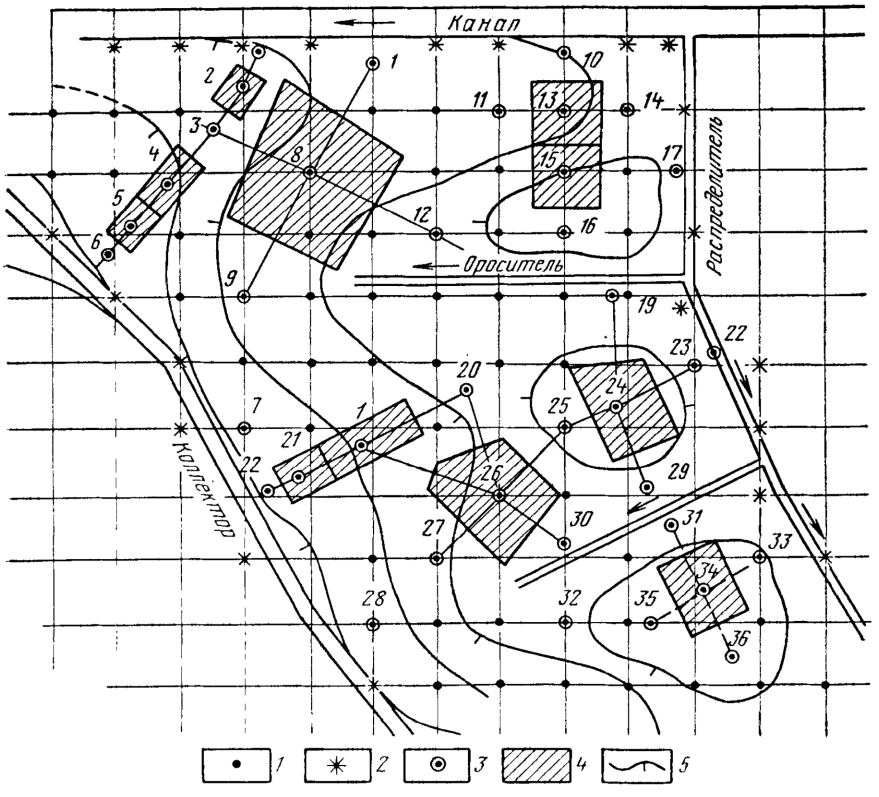


Рис. 8. Расположение наблюдательных скважин на массиве орошения.

1 — расчетные точки квадратной сетки, для которых составляется прогноз изменения уровня грунтовых вод; *2* — точки, отражающие граничные условия; *3* — наблюдательные скважины; *4* — расчетные элементы потока, для которых составляется в первую очередь баланс грунтовых вод; *5* — гидроизогипсы

по створам скв. 1—6, 19—22 (см. рис. 8) в пределах заштрихованных элементов потока, выделенных между средними линиями, вычисляются величины инфильтрации и испарения грунтовых вод, определяется возможное восполнение подземного стока. По данным колебания уровня грунтовой воды в групповых скважинах 18, 23, 24, 25, 29 и др., расположенных в местах, где поток является двухмерным в плане, также составляется полный баланс грунтовых вод.

Для отображения граничных условий ряд скважин располагается вблизи каналов и дрен. Для последующего прогноза режима грунтовых вод весьма

удобно вначале на участке разбить квадратную сетку с тем шагом, который отвечает усредненным значениям гидрогеологических параметров и приемлемой точности расчетного прогноза.

Расположение наблюдательных скважин, приведенных на рис. 8, отвечает примерно площади 650—700 га (всего 36 скважин). Оно характеризует собой опорный ключевой балансовый участок. Таких участков может быть несколько в пределах оросительной системы. Характерным для орошаемых участков является сокращение расстояний между скважинами до 50—150 м.

Для правильного выбора граничных условий важно заблаговременно изучить гидравлическую связь открытых водотоков с грунтовыми водами. В ряде случаев эта связь будет зависеть от литологического состава грунтов, степени заиления дна и откосов каналов, дрен и т. п. В задачу предварительных исследований должно входить определение гидравлического сопротивления ложа каналов, рек, методика которого рассматривается в четвертой главе.

Рассмотренные выше принципы размещения наблюдательных скважин не исчерпывают всех возможных схем сети. Но во всех случаях обязательно иметь такое расположение наблюдательных скважин, которое позволило бы выполнить расчет инфильтрационного питания, испарения грунтовых вод и их подземного стока для типовых геолого-литологических и гидрогеологических условий. Необходимо помнить, что при расположении наблюдательных скважин на местности в первую очередь учитываются ее рельеф, геоморфология и общие гидрогеологические условия. Районирование больших территорий по этим признакам является исходным положением при размещении наблюдательной сети, имеющей региональное значение.

ОБОРУДОВАНИЕ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПУНКТОВ

В состав наблюдательных пунктов могут входить: одна или несколько наблюдательных скважин, заложенных на разные водоносные горизонты, водомерный пост на реке (канале), осадкомер, плювиограф и иногда почвенный испаритель. При этом наблюдательные скважины размещаются в одном кусте, с расстоянием друг от друга 1—3 м. Рассмотрим пункты для наблюдения за режимом подземных вод.

При оборудовании таких пунктов необходимо учитывать:

1) возможность надежно вести наблюдения за распределением напоров подземных вод по вертикали мощного водоносного пласта или смежных водоносных горизонтов, разобщенных слабопроницаемыми породами;

2) удобство наблюдательных скважин для отбора проб воды на химический анализ, ремонта, чистки, прокачки воды и т. п.;

3) обеспеченность производства длительных (многолетних) наблюдений за режимом грунтовых вод.

Конструкция наблюдательной скважины должна обеспечивать, с одной стороны, надежную изоляцию скважины от вод водоносных горизонтов, расположенных выше и ниже изучаемого, а также от вод атмосферных осадков, а с другой стороны, — хорошую связь с изучаемым водоносным горизонтом. В конструкции наблюдательной скважины выделяются следующие элементы (рис. 9): а) фильтр *5*, обеспечивающий доступ в скважину воды изучаемого водоносного горизонта; б) труба *4*, на которой крепится фильтр; в) надземная часть этой трубы *2*, возвышающаяся над землей на 0,7—1,2 м; г) оголовок *1* — запираемое устройство, предохраняющее скважину от засорения и попадания атмосферных осадков.

Чтобы в скважину не попадали поверхностные воды и осадки по затрубному пространству, в устье ее устраивают так называемый замок. Последний может быть глиняным, цементным или комбинированным.

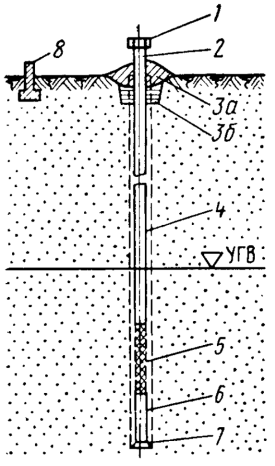


Рис. 9. Конструкция наблюдательной скважины.

1 — оголовок; *2* — патрубок; *3* — комбинированный глиняно-цементный замок; *а* — цементная подушка; *б* — глиняный замок; *4* — колонна труб; *5* — рабочая часть фильтра; *6* — отстойник; *7* — пробка; *8* — репер

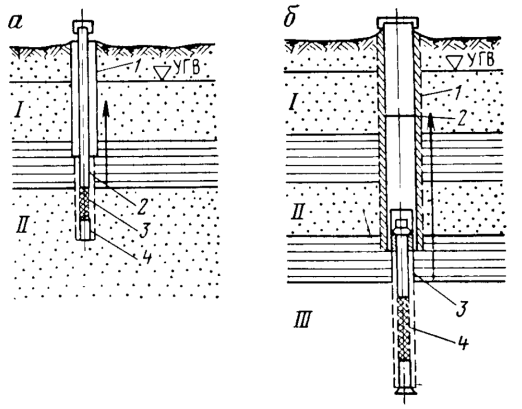


Рис. 10. **Схема изоляции водоносных горизонтов.**

а — способ задавливания обсадных труб в глины: *1* — внешняя колонна труб; *2* — фильтровая колонна; *3* — рабочая часть фильтра; *4* — отстойник; *б* — способ цементирования: *1* — цементация затрубного пространства, *2* — обсадная колонна труб, *3* — остаток внутренней обсадной колонны труб, *4* — рабочая часть фильтра. *I—III* — водоносные горизонты

При оборудовании скважин для наблюдений за подземными водами второго от поверхности или еще более глубокого водоносного горизонта все горизонты, расположенные выше наблюдаемого, должны быть изолированы с помощью тампонажа (глиняного, цементного). Первый из них осуществляется при наличии пласта глин мощностью не менее 2,5—3 м, в который могут задавливаться обсадные трубы (рис. 10, *а*); второй — при глубоком бурении и изоляции вышележащих горизонтов от нижнего, который должен наблюдаться. Стенки скважины в месте тампонажа, т. е. у башмака обсадной трубы и выше, должны быть сложены из водонепроницаемой породы. Цементирование затрубного пространства производится путем закачки цемента от забоя до устья скважины (рис. 10, *б*).

При необходимости изучать несколько водоносных горизонтов рекомендуется оборудовать наблюдательную скважину для каждого из них. Несколько таких скважин образуют их куст.

В скальных трещиноватых породах и гравийно-галечниковых отложениях скважины могут оборудоваться бессеточными фильтрами. На обсадных или полиэтиленовых трубах против наблюдаемого горизонта производится дырчатая или щелевая перфорация.

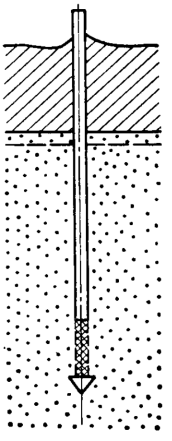


Рис. 11. Штекфильтр

В песчаных отложениях обычно для наблюдения применяются сетчатые фильтры. Для крупных песков выбирается редкая сетка простой ткани из

толстой проволоки. Для мелких и илистых песков рекомендуется применять засыпные, корзиночные или кожуховые фильтры.

Меньшим зарастаниям подвержены полиэтиленовые и асбоцементные трубы, что делает их предпочтительными по сравнению с металлическими.

Антикоррозийные фильтры могут изготовляться из перфорированных полиэтиленовых труб, обтянутых пластмассовой сеткой, стекловолокном или пластиной паралона, обработанного щелочью. Можно на перфорированную полиэтиленовую трубу надевать блоки из пористой керамики.

Обычно фильтр устанавливается на такую глубину, чтобы он не осушался даже при наиболее низком положении уровня подземных вод. Длина рабочей части не должна превышать 2 м, отстойник 1,5—2 м. Однако при необходимости фиксировать напор воды в данной точке пласта, что важно при изучении вертикального водообмена в толще пород, длина рабочей части фильтра сокращается до 0,5 м.

Для наблюдения за уровнем воды неглубоко от поверхности, например при фильтрации из дамб, при изучении гидродинамических сеток движения между горизонтальными дренами и т. п., в рыхлых отложениях удобно применять штекфильтры (рис. 11). Изготовляются они из бурильных труб (штанг крупного диаметра). Рабочая перфорированная часть длиной 0,25—0,30 м обтянута сеткой. Наконечник шире фильтра и заострен. Глубина установки их менее 10 м.

В суглинках наблюдательные скважины должны иметь минимальный диаметр, так как чем он меньше, тем быстрее уровень воды в них реагирует на изменение давления в водоносном горизонте. Например, можно применять трубы диаметром 2″. В других условиях более распространенным является диаметр труб 3″.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И СОСТАВЛЕНИЕ ИХ БАЛАНСА ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ИХ РЕЖИМОМ

Большая заслуга исследователей водного баланса (Е. В. Оппоков, П. В. Отоцкий, М. А. Великанов, А. Н. Костяков, Г. Н. Каменский, М. А. Шмидт, М. М. Крылов, А. А. Роде, А. Ф. Сляднев и др.) заключается в разработке методов определения отдельных его элементов.

При раздельном экспериментальном определении большинства элементов водного баланса наиболее плохо поддаются учету инфильтрационное питание грунтовых вод, их испарение, приток и отток подземных вод. Между тем наблюдаемый в натурных условиях режим грунтовых и межпластовых (часто напорных) вод непосредственно отражает все эти элементы.

Для определения элементов баланса грунтовых вод по данным их режима используются закономерности динамики подземных вод, в частности теория неустановившейся фильтрации.

Основы гидродинамического метода анализа режима грунтовых вод для определения их питания сверху впервые были разработаны Г. Н. Каменским (1943). Им предложены уравнения неустановившегося движения подземных вод в конечных разностях. В этих уравнениях, по существу выражающих баланс грунтовых вод в элементе потока, непосредственно связываются колебания уровня воды с элементами баланса.

На основе работ Г. Н. Каменского нам представилась возможность решить задачу по определению всех других элементов баланса грунтовых вод, как для их расчетных участков, так и для изученного водосбора в целом, исходя из знаний режима этих вод и гидрогеологических параметров (Лебедев, 1951, 1963 и др.).

Параллельно с нами данное направление исследований баланса грунтовых вод разрабатывалось П. А. Киселевым (1951, 1961 гг. и др.). В своих работах он применяет те же уравнения неустановившегося движения грунтовых вод в конечных разностях и использует их как при расчете величин испарения и стока грунтовых вод, так и для вычисления основных параметров неустановившегося движения (недостаток насыщения пород, коэффициент уровнепроводности).

Существенное отличие этой методики подсчета баланса грунтовых вод от нашей заключается в том, что подсчет элементов баланса он производит нарастающим итогом во времени, в связи с чем такое направление можно назвать интегральным. Оно удобно для анализа связей многолетнего режима вод с природными факторами.

Наше направление можно назвать дифференциальным, поскольку мы, во-первых, фиксируем внимание на отдельных отрезках годового цикла, а во-вторых, подсчитываем замкнутые балансы грунтовых вод и по генетически разнородным периодам даем годовой баланс грунтовых вод в целом.

Кроме того, мы используем для каждого промежутка времени Δt средние величины напоров вод за эти промежутки, что приводит наши уравнения в конечных разностях к неявному виду. Этот вид уравнений обеспечивает

устойчивость решений прямых задач и повышает точность решения обратных задач.

Вместе с тем мы широко используем независимый метод определения параметра μ по данным о режиме влажности грунтов в зоне аэрации, а также дополняем гидродинамический анализ режима грунтовых вод расчетом водного баланса в этой зоне.

Применение уравнений неустановившегося движения грунтовых вод в конечных разностях к расчету элементов баланса вод в литературе принято называть методом конечных разностей изучения баланса.

В 50-х годах нами и другими авторами (С. М. Семенова, И. К. Гавич и др.) был принят этот метод не только для естественных условий, но и для условий орошения и осушения.

В 60-х годах в связи с работами П. Я. Полубариновой-Кочиной, Н. Н. Веригина, С. Ф. Аверьянова, В. М. Шестакова, а также нашими и др. в практику гидрогеологов стал широко внедряться аналитический метод анализа режима грунтовых вод и расчета их баланса. Этот метод для сравнительно простых схем движения грунтовых вод дает более эффективные решения, требует меньше исходных информаций о гидрогеологических условиях и менее трудоемок для ручного счета.

Не перечисляя достоинств метода моделирования, отметим, что для успешного применения ЭВМ необходимы всесторонний анализ гидродинамической обстановки, предварительный расчет гидрогеологических параметров, а также оценка баланса грунтовых вод в отдельных и разобщенных пунктах территории. Все эти и другие подобные задачи возможно решать заблаговременно.

Использование аналитических методов и метода конечных разностей позволяет находить: 1) питание грунтовых вод сверху (инфильтрацию осадков, испарение грунтовых вод); 2) разность между притоком и оттоком этих вод в горизонтальном направлении; 3) перетекание грунтовых вод в подстилающие водоносные пласты пород или обратное движение напорных вод в грунтовый поток; 4) изменение запасов подземных вод и баланс воды в целом; 5) экстраполирование результатов расчета элементов баланса на прилежащие территории с целью составления общего водного баланса крупных областей. Рассмотрим аналитический и конечно-разностный методы.

АНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Этот метод базируется на аналитических решениях дифференциальных уравнений неустановившегося движения подземных вод для определенных граничных условий. Расчетные схемы обычно выбираются простые: однородный водоносный пласт или поток подземных вод с постоянной водопроводимостью, одномерный в плане и разрезе поток и т. п. Балансовые уравнения представлены в дифференциальной форме.

При наличии плотных и мощных глин в основании водоносных хорошо проницаемых пород расчет питания подземных вод сверху производится без учета перетекания этих вод в подстилающие водоносные горизонты. В условиях подстилания грунтовых вод слабопроницаемыми породами (супеси, суглинки, песчаные глины) и наличия разности напоров по вертикали баланс этих вод составляется с учетом перетекания грунтовых вод в нижележащие водоносные горизонты.

Неустановившееся движение подземных вод при отсутствии перетекания их в подстилающие водоносные горизонты

Одномерное движение грунтовых вод в однородном в фильтрационном отношении горизонтальном пласте, по Буссинеску, описывается уравнением

$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial}{\partial x}\left(h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + w, \qquad \text{(IV.1)}$$

где h — мощность грунтового потока над его горизонтальным водоупором в сечении x в момент времени t; k — коэффициент фильтрации водоносных пород; μ — недостаток насыщения или водоотдача грунтов в пределах колебания подпертой капиллярной каймы и уровня грунтовой воды; w — интенсивность питания грунтовых вод сверху (при положительном значении — интенсивность инфильтрации осадков или поливных вод, достигающих зеркала грунтовых вод, при отрицательном — интенсивность расходования грунтовых вод в зону аэрации на суммарное испарение или пленочно-капиллярный восходящий ток).

По расчетам С. Ф. Аверьянова (1956), для самых неблагоприятных и редко встречающихся случаев ошибка от замены нелинейного дифференциального уравнения (IV.1) линейным (IV.2) при изучении режима грунтовых вод находится в пределах 20%, что при учете точности исходных данных (k, $h_{ср}$, μ) вполне допустимо. Обычно ошибка в расчете h от этого допущения будет меньше указанной.

Следовательно, для практики гидрогеологических расчетов вместо (IV.1) можно применять линейное дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu}, \qquad \text{(IV.2)}$$

где $a = \frac{k h_{ср}}{\mu}$ — коэффициент уровнепроводности; $h_{ср}$ — средняя мощность потока; H — напор воды в сечении x в момент времени t. Остальные обозначения прежние.

Для решения практических задач применим метод сложения течений и обратимся к решению линейного уравнения

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \Delta H}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu}, \qquad \text{(IV.3)}$$

где

$$\Delta H = H - H(x, 0),$$

причем ΔH — изменение напора воды в сечении x, происходящее за время t; $H(x, 0)$ — первоначальный напор воды в сечении x в начальный момент времени $t = 0$; w — интенсивность питания грунтовых вод сверху при отсутствии такого питания в начальный момент ($t = 0$) или изменение этой интенсивности питания при наличии начального питания в указанный момент.

Величина w устанавливается мгновенно после $t = 0$ и остается постоянной в течение всего расчетного времени t.

Ниже приводятся расчетные зависимости для некоторых сравнительно простых схем движения вод (рис. 12), полученные автором при решении линейного дифференциального уравнения (IV.3).

1. Неограниченный поток (см. рис. 12, *а*) возникает в случаях, когда соблюдаются условия:

а) водоносный пласт сравнительно однороден по строению и водно-физическим свойствам пород;

б) глубина до грунтовых вод вдоль створа скважин примерно одинаковая;

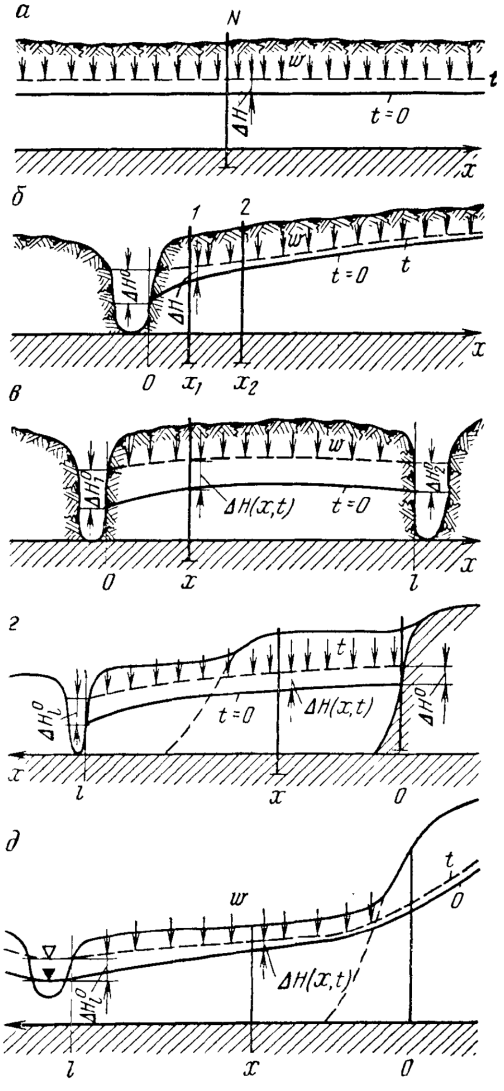


Рис. 12. Расчетные схемы движения грунтовых вод.

Потоки грунтовых вод: *а* — неограниченный; *б* — полуограниченный; *в* — ограниченный с двух сторон реками; *г* — пласт-полоса с одной непроницаемой границей; *д* — пласт-полоса с особым граничным условием

в) расчетные сечения грунтового потока значительно удалены от его плановых границ (рек, каналов и т. п.);

г) в районе расположения наблюдательных скважин нет местных понижений или возвышенностей рельефа, могущих предопределить неравномерное распределение по площади питания грунтовых вод сверху wt (или их испарения $u\Delta\vartheta$);

д) условия увлажнения на поверхности и инфильтрации атмосферных осадков в зоне аэрации одинаковы по площади.

В такой обстановке кривые депрессии во времени перемещаются почти параллельно самим себе.

Для краевых условий

$$t = 0,\ \Delta H = 0;$$

$$t > 0,\ x = \pm\infty,\ \frac{\partial \Delta H}{\partial x} = 0$$

решением уравнения (IV.3) будет формула

$$\Delta H = \frac{w}{\mu} t \qquad \text{(IV.4)}$$

или

$$wt = \mu \Delta H. \qquad \text{(IV.4а)}$$

Неограниченному потоку грунтовых вод свойственно равенство

$$-\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{Q_1 - Q_2}{F} = 0, \qquad \text{(IV.5)}$$

где q — расход потока на единицу его ширины; Q_1, Q_2 — приток и отток тех же вод, соответственно поступающих и вытекающих из элемента потока площадью F.

Из этого равенства следует, что в рассматриваемом случае горизонтальный приток равен горизонтальному оттоку вод. Для производства расчета интенсивности питания грунтовых вод сверху w по (IV.4а) необходимо знать величины μ и ΔH.

2. Полуограниченный поток (см. рис. 12, *б*) распространен широко в естественных условиях. К этой расчетной схеме могут относиться случаи расчета величины wt, когда расстояние от расчетного сечения до второй границы потока в три и более раз превышает расстояние x (от этого сечения до первой границы потока). Границей потока могут служить река, канал, водохранилище или другой водоем, вскрывающий данный водоносный горизонт.

За границу одномерного потока $x = 0$ можно также принять его вертикальное сечение, перпендикулярное к линиям тока в плане и охарактеризованное наблюдательной скважиной, со значительно более интенсивными колебаниями уровня грунтовых вод, чем изменения этого уровня в расчетном сечении x, причем в начальный момент времени ($t = 0$) или несколько ранее его движение воды должно быть близко к установившемуся, когда изменениями уровня ΔH можно пренебречь.

Причиной более резкого колебания уровня в первой скважине (при $x = 0$) может являться усиленная местная инфильтрация атмосферных осадков или поливных вод вблизи этой скважины или повышенное против среднего по площади испарение с зеркала грунтовых вод. Во всех этих случаях формы мезо- и микрорельефа или граница резкой смены растительности, обусловливающие неравномерное распределение питания грунтовых вод по площади, должны иметь в плане прямолинейные контуры.

Для краевых условий

$$t = 0,\ \Delta H = 0,$$

$$t > 0,\ x = 0,\ \Delta H = bt,$$

где b — постоянная во времени скорость изменения уровня на границе потока

$$t > 0,\ x = \infty,\ \frac{\partial \Delta H}{\partial x} = 0$$

решением уравнения (IV.3) будет формула, составленная относительно wt в виде

$$wt = \mu \frac{\Delta H - \Delta H^0 R(\lambda)}{1 - R(\lambda)}, \qquad \text{(IV.6)}$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t; $\Delta H^0 = bt$ — изменение уровня тех же вод за то же время на границе потока или в начальном сечении ($x = 0$); $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$; x — расстояние данного сечения (скважины) от границы потока или начального его сечения ($x = 0$); $R(\lambda)$ — интегральная функция, таблица значений которой приведена в прил. 1.

В качестве исходных данных для расчета необходимо знать величины: μ, ΔH, $\Delta H^0 = bt$, $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, x, t.

При $x \geqslant (4 \div 5)\sqrt{at}$ формула (IV.6) превращается в формулу (IV.4а), и полуограниченный поток будет обладать свойствами неограниченного потока.

Таким образом, применять формулу (IV.6) можно для любого отрезка створа наблюдательных скважин, совпадающего с главным направлением движения воды, если в начальный момент времени (при $t = 0$) движение грунтовой воды на данном отрезке было близко к установившемуся, а колебания уровня в расчетной скважине в той или иной мере предопределяются изменением уровня в нижней по потоку скважине.

Последнюю из этих скважин обычно принимают за начальное сечение потока ($x = 0$), где изменение уровня согласно (IV.6) описывается по закону прямой $\Delta H^0 = bt$.

Если в конце первой ступени подъема уровня (от минимума до максимума) в начальном сечении потока движение грунтовых вод на междуречье близко к установившемуся, то для следующего периода спада уровня можно применить ту же формулу (IV.6). При этом потребуется сместить точку начала отсчета уровня или его изменения ΔH и времени t на графике колебания уровня во времени в точку максимума.

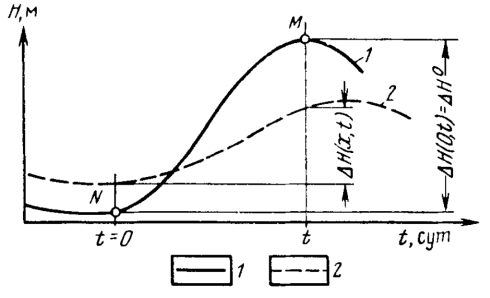


Рис. 13. Фрагмент графика изменений уровня грунтовых вод и горизонта воды в начальном сечении потока.

1 — колебания уровня воды на урезе реки или в скв. 1 в начальном сечении; *2* — колебания уровня грунтовых вод в скв. 2 на расстоянии x от реки или начального сечения

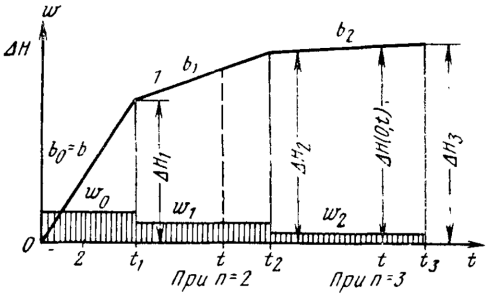


Рис. 14. График колебания уровня грунтовых вод в начальном сечении потока и интенсивности питания сверху.

1 — колебание уровня; *2* — интенсивность питания грунтовых вод сверху

Признаком движения воды, близкого к установившемуся в конце первой ступени подъема уровня, является затухание колебаний уровня во всех наблюдательных скважинах. Кроме того, можно проверить, выполняется ли условие

$$t_1 > \tau_x = \frac{\mu x^2}{k h_{ср}} = \frac{x^2}{a}, \qquad (IV.7)$$

где t_1 — продолжительность первой ступени подъема уровня в сечении $x = 0$ от нуля до максимума (рис. 13); τ_x — время стабилизации потока (по С. Ф. Аверьянову), за которое поток конечной длины после возмущения достигает нового более или менее стационарного режима.

В прибрежных зонах, где развит прибрежный тип режима грунтовых вод, для следующих (второго, третьего и т. д.) промежутков времени $(t_i - t_{i-1})$, когда в начальном сечении происходит следующий подъем или спад уровня (рис. 14), применяют метод сложения течений. При этом допускается, что каждому излому кривой колебания уровня отвечает соответствующее изменение интенсивности питания грунтовых вод сверху w. Для случая одного излома графика колебания уровня в начальном сечении потока можно применять следующую расчетную формулу:

$$\Delta H = btR(\lambda) + (b_1 - b)(t - t_1)R(x,\ t - t_1) + \frac{wt}{\mu}[1 - R(\lambda)] +$$

$$+ \frac{w_1 - w}{\mu}(t - t_1)[1 - R(x,\ t - t_1)], \qquad (IV.8)$$

где b, b_1 — скорости линейного изменения уровня грунтовых вод соответственно в начальный t_1 и следующий $(t-t_1)$ периоды подъема или спада уровня; w, w_1 — средние интенсивности питания грунтовых вод сверху, имеющие место соответственно в периоды t_1 и $(t-t_1)$.

Значения $R(\lambda)$; $R(x,\ t-t_1)$ находят в прил. 1, причем

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}};\quad \lambda_1 = \frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}};\quad R(\lambda) = R\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right);$$

$$R(\lambda_1) = R\left(\frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}}\right) = R(x,\ t-t_1).$$

По формуле (IV.8) в качестве неизвестного находят величину w_1. До этого по формуле (IV.6) должна быть определена величина $w = w_0$.

3. Ограниченный поток (см. рис. 12, *в*, *г*, *д*) подразделяется нами на междуречный поток (схема *в*), пласт-полосу с одной непроницаемой границей (схема *г*) и пласт-полосу с особым граничным условием (схема *д*).

Первый из этих потоков часто распространен при небольших расстояниях между дренами или питающими реками, каналами. Например, к такому типу потока мы приходим в том случае, когда расстояние между реками l больше расстояния x от расчетной скважины до первой реки всего лишь в три раза или меньше.

При краевых условиях

$$t = 0,\ \Delta H = 0;$$

$$t > 0,\ x = 0,\ \Delta H = b_1 t;$$

$$t > 0,\ x = l,\ \Delta H = b_2 t$$

решением уравнения (IV.3) будет формула, составленная относительно wt в виде

$$wt = \mu \frac{\Delta H - \left[\Delta H_2^0 A - \Delta H_1^0 B + \Delta H_1^0 R(\lambda)\right]}{[1 - R(\lambda)] - (A - B)}, \qquad \text{(IV.9)}$$

где $\Delta H = \Delta H(x, t)$ — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t

$$\Delta H_1^0 = b_1 t;\quad \Delta H_2^0 = b_2 t;\quad \lambda_2 = \frac{l-x}{2\sqrt{at}};$$

$$\lambda_3 = \frac{l+x}{2\sqrt{at}};\quad \lambda_4 = \frac{2l-x}{2\sqrt{at}};\quad \lambda_5 = \frac{2l+x}{2\sqrt{at}};\quad A = R(\lambda_2) - R(\lambda_3);$$

$$B = R(\lambda_4) - R(\lambda_5);$$

l — расстояние между реками; остальные обозначения прежние.

Для расчета величины wt по этой формуле необходимо знать величины μ, ΔH, ΔH_1^0, ΔH_2^0, x, l, $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, t. Здесь l — ширина междудренного или междуречного участка. Колебания уровня воды в обеих дренах должны подчиняться закону прямой.

Схема пласт-полоса (см. рис. 12, *г*) может быть использована в симметричных потоках, когда водораздел между реками находится на середине междуречья, а колебания уровня рек одинаковые. Эта же схема действительна и при наличии непроницаемой границы с одной стороны потока.

Для краевых условий

$$t = 0,\ \Delta H = 0;$$

$$t > 0,\ x = 0,\ \frac{\partial \Delta H}{\partial x} = 0,\ (q_0 = 0);$$

$$t > 0,\ x = l,\ \Delta H = bt = \Delta H_l^0$$

решением уравнения (IV.3) является формула

$$wt = \mu \frac{\Delta H(x, t) - \Delta H_l^0 [R(\lambda_2) + R(\lambda_3)]}{1 - [R(\lambda_2) + R(\lambda_3)]}, \qquad \text{(IV.10)}$$

где обозначения прежние.

В качестве исходных данных для расчета величины wt принимаем величины: μ, $\Delta H(x, t)$, ΔH_l^0, x, l, t, $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$.

Несомненно, что формулой (IV.10) можно пользоваться при неизменности положения водораздела грунтовых вод, по данным колебания уровня в скважине вблизи этого водораздела.

При $x = 0$, $\Delta H(0, t) = \Delta H^0$
из (IV.10) получим более простую формулу

$$wt = \mu \frac{\Delta H^0 - 2\Delta H_l^0 R(\lambda)}{1 - 2R(\lambda)}, \qquad \text{(IV.11)}$$

где ΔH^0 — изменение уровня воды на водоразделе; $\lambda = \frac{l}{2\sqrt{at}}$; остальные обозначения прежние.

Имея данные о колебании уровня грунтовых вод на их водоразделе ΔH^0 и в сечении $x = l$ (ΔH_l^0), с помощью (IV.11) вычисляем величину питания грунтовых вод на участке от водораздела ($x = 0$) до расчетной скважины ($x = l$).

Схема пласт-полоса с особым граничным условием (см. рис. 12, *д*) встречается в долинах рек, ограниченных бровкой высокого коренного берега или высокой террасы. Под этой бровкой разность между притоком и оттоком вод в горизонтальном направлении обычно равна нулю ($Q_1 = Q_2$) и подпор от реки до бровки не распространяется. Такое условие предопределяется весьма крутым склоном коренного берега, значительной (более 5—6 м) глубиной до воды и большим расстоянием от реки. Все это является причиной отсутствия местной инфильтрации атмосферных осадков из-за наличия склонового стока дождевых вод, а также из-за отсутствия испарения благодаря глубокому положению уровня воды. Изменение уровня грунтовой воды под бровкой вызывается лишь питанием этих вод на низкой террасе.

При краевых условиях

$$t = 0,\ \Delta H = 0;$$

$$t > 0,\ x = 0,\ \frac{\partial^2 \Delta H}{\partial x^2} = 0,\ \left(-\frac{\partial q}{\partial x} = 0\right);$$

$$t > 0,\ x = l,\ \Delta H = bt = \Delta H_l^0$$

решением уравнения (IV.3) является формула

$$wt = \mu \frac{\Delta H(x, t) - \Delta H_l^0 [R(\lambda_2) - R(\lambda_3)]}{1 - [R(\lambda_2) - R(\lambda_3)]}, \qquad \text{(IV.12)}$$

где обозначения прежние и указаны на схемах (см. рис. 12, *д*).

Для применения этой формулы необходимо знать величины ΔH (x, t), ΔH_l^0, x, l, t, $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, μ.

Порядок расчета величин питания грунтовых вод для ограниченных потоков тот же, что и для полуограниченного.

При анализе режима напорных вод в сравнительно однородных водоносных пластах пород можно воспользоваться уравнением (IV.3), в котором ΔH — изменение напора в водоносном пласте за время t в сечении x; вместо a принимается a^* — коэффициент пьезопроводности; вместо μ принимается μ^* — упругая водоотдача пород. Величина w заменяется величиной ε_1 — интенсивностью поступления перетекающих сверху вод или $(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ — разностью интенсивностей перетекания сверху (ε_1) и оттока вниз (ε_2). Все это действительно при условии отсутствия перетока вод в начальный момент времени $t = 0$. При наличии перетока вод по вертикали в начальный момент времени указанные величины ε_1, $(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ будут представлять собой приращения соответствующих интенсивностей перетекания вод после $t = 0$ в связи с изменением напора ΔH.

Решения дифференциального уравнения для напорных вод при соответствующих граничных условиях будут аналогичны решениям, полученным для потока грунтовых вод.

Неустановившееся движение подземных вод в условиях перетекания их через раздельные слои пород

Если раздельные слои пород, подстилающие грунтовые воды (относительные водоупоры) или разделяющие напорные воды на отдельные водоносные горизонты, представлены слабопроницаемыми разностями (супесь, суглинок, песчаная глина), то при наличии разности напоров вод по вертикали устанавливается вертикальная фильтрация воды через эти слои пород.

Размер этой фильтрации или перетекания вод будет зависеть от коэффициента фильтрации слабопроницаемых пород в вертикальном направлении k_0, градиента вертикальной фильтрации $I_в$ и начального градиента I_0.

Рассмотрим взаимосвязь грунтовых и подстилающих напорных вод в естественных условиях при неустановившемся одномерном движении в неограниченном и полуограниченном потоках. В качестве исходных положений для обеих схем движения подземных вод примем следующие:

1) напор воды в подстилающих напорных водоносных горизонтах постоянен во времени, в общем случае считаем его ниже уровня грунтовых вод, однако он может быть и выше их уровня как в начальный (при $t = 0$), так и в данный (при $t > 0$) моменты времени;

2) интенсивность инфильтрации атмосферных осадков, достигающих зеркала грунтовых вод, постоянна во времени и в пространстве; возникает или изменяется при $t = 0$ мгновенно;

3) водоносные пласты и раздельные слои пород однородны по водопроницаемости, кровля последних горизонтальна;

4) фильтрация воды по вертикали через раздельные слои пород наступает при заметной для обычных наблюдений разнице напоров вод грунтовых и напорных; подчиняется закону Дарси.

Неограниченный поток (рис. 15) в условиях перетекания грунтовых вод в напорный водоносный горизонт характеризуется теми же условиями на поверхности, которые были указаны выше перед выводом формулы (IV.4). Перетекание грунтовых вод в напорные водоносные пласты отмечается в областях питания, а обратное (восходящее движение напорных вод) — в областях их разгрузки.

Основное дифференциальное уравнение для одномерного неустановившегося движения грунтовых вод в неограниченном потоке с учетом питания сверху w и перетекания вниз ε (размерность скорости фильтрации) при постоянстве напора напорных вод выражается в виде

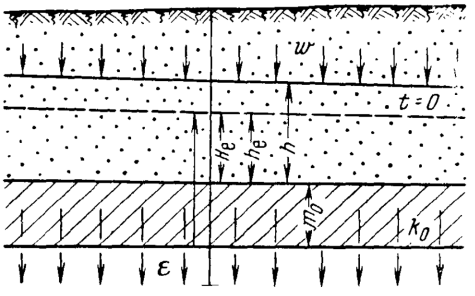


Рис. 15. Схема неограниченного потока грунтовых вод, связанных с подстилающими напорными водами путем перетекания через раздельный слой пород

$$\frac{\partial \Delta h}{\partial t} = \frac{w}{\mu} - c\,\Delta h, \qquad \text{(IV.13)}$$

где $\Delta h = h - h_e$ — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t, м (здесь h, h_e — мощности грунтового потока в том же сечении соответственно в моменты t и $t = 0$ — начальный момент); $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, 1/сут — приведенный коэффициент вертикального водообмена между грунтовыми и напорными потоками (здесь k_0, m_0 — соответственно коэффициент фильтрации, м/сут, и мощность пород, м, раздельного слоя; μ — водоотдача или недостаток насыщения пород над зеркалом грунтовых вод); $w = w' - w_e$, м/сут — изменение интенсивности питания грунтовых вод, возникающее в связи с изменением уровня грунтовых вод (здесь w' — интенсивность питания грунтовых вод, м/сут, постоянная во времени, возникшая после $t = 0$, т. е. при $t > 0$; w_e — первоначальная интенсивность питания грунтовых вод сверху, м/сут, т. е. бывшая при $t \leqslant 0$).

Несомненно, что при $w_e = 0$ величина w выражает особой интенсивность питания грунтовых вод сверху при $t > 0$. Величина

$$c\,\Delta h = \frac{\varepsilon}{\mu} = \frac{k_0}{\mu m_0}[(h - h_e) = \frac{k_0}{\mu m_0}[(h - H_e) - (h_e - H_e)], \text{ м/сут},$$

представляет собой изменение величины приращения уровня грунтовых вод за единицу времени, возникшее в результате изменения интенсивности перетекания (при $t > 0$) по сравнению с первоначальной интенсивностью $\frac{k_0}{m_0}(h_e - H_e)$. Здесь h_e, H_e — соответственно первоначальные (при $t = 0$) напоры грунтовых и напорных вод над кровлей раздельного слоя пород.

Уравнение (IV.13) действительно и при перетекании напорных вод вверх — в грунтовый поток, также при постоянстве напора этих вод. Из (IV.13) следует, что для $t = 0$, когда $\Delta h = 0$ (окончание установившегося движения)

$$w = w' - w_e = \mu c\,\Delta h = 0, \text{ м/сут}, \qquad \text{(IV.14)}$$

т. е. изменение интенсивности питания грунтовых вод сверху равно изменению интенсивности перетекания вод грунтовых в напорный поток. Кроме того

при $t = 0$ $w' = w_e$. Первоначальное питание (при $t = 0$) равно первоначальному перетеканию, $w_e = \varepsilon_e$.

При отсутствии питания грунтовых вод сверху в начальный момент времени ($w_e = 0$ при $t = 0$) имеем $h_e = H_e$, т. е. равенство первоначальных напоров грунтовых и напорных вод.

При $w_e \neq 0$ и $t = 0$ действительно $w_e = \text{const} = \mu c (h_e - H_e)$, (IV.15)

т. е. интенсивность первоначального питания грунтовых вод в конце установившегося движения (при $t = 0$) равна интенсивности первоначального перетекания вод через раздельный слой пород. В последнем случае напоры грунтовых и напорных вод не равны между собой, т. е. $h_e \neq H_e$.

Перетекание воды через раздельный слой пород в первом случае (при $w_e = 0$) или его изменение во втором случае (при $w_e \neq 0$) возникает мгновенно, что отвечает мгновенному возникновению или мгновенному изменению питания грунтовых вод сверху с интенсивностью $w = w' - w_e$. В дальнейшем перетекание продолжается во времени непрерывно. При этом напор воды H_e вследствие большой водопроницаемости вмещающих пород во времени не изменяется.

Для краевых условий

$$t = 0,\ \Delta h = 0;$$

$$t > 0,\ x = \pm\infty,\ \frac{\partial \Delta h}{\partial x} = 0$$

решением уравнения (IV.13) будет формула

$$\Delta h = \frac{w}{\mu c}(1 - e^{-ct}),\ \text{м}, \qquad \text{(IV.16)}$$

где обозначения прежние.

График колебания уровня грунтовых вод во времени $\Delta h = f(t)$ согласно (IV.16) при $w > 0$ представлен восходящей выпуклой кривой; эта форма не зависит от того, перетекает ли грунтовая вода вниз (в напорный водоносный горизонт) или из последнего вода перетекает вверх (в грунтовый поток). При $w < 0$ аналогичный график представлен нисходящей вогнутой кривой, также независимо от направления перетекания вод.

Анализ формулы (IV.16), выполненный нами ранее (1971), указывает на следующие закономерности:

1) при непрерывной инфильтрации осадков любой интенсивности w и мощности раздельного слоя пород 10 м при $\mu = 0{,}20$ (для водоносных мелко- и среднезернистых песков) существенное влияние перетекания грунтовых вод сказывается лишь при коэффициенте фильтрации пород раздельного слоя $k_0 \geqslant$ $\geqslant 0{,}005$ м/сут;

2) влияние перетекания возрастает с увеличением проницаемости пород раздельного слоя;

3) с увеличением длительности инфильтрации атмосферных осадов увеличивается роль дренирования грунтовых вод путем перетекания в напорный водоносный горизонт;

4) при значении коэффициента фильтрации пород раздельного слоя $k_0 =$ $= 0{,}001$ м/сут (песчанистая глина) и $t = 200$ сут в условиях перетекания относительное (безразмерное, вычисленное по отношению к величине питания сверху) повышение уровня грунтовых вод снижается по отношению к условию отсутствия перетекания всего на 5%;

5) при расчете баланса грунтовых вод величиной перетекания их в напорный водоносный пласт можно пренебречь при коэффициенте фильтрации пород $k_0 \leqslant 0{,}001$ м/сут; однако для оценки размера восполнения эксплуатационных запасов напорных вод необходимо учитывать величину перетекания более точно, в том числе и для случаев $k_0 \leqslant 0{,}001$ м/сут.

Напомним, что эти выводы отвечают ранее указанным исходным положениям о постоянстве напора подстилающих вод.

Размер возникающего после подъема уровня дополнительного перетекания грунтовых вод в напорный горизонт (при $w_e \neq 0$) или величина возникающего перетекания (при $w_e = 0$) определяется по формуле

$$\varepsilon t = \mu\,(\Delta h_1 - \Delta h) = wt\left(1 - \frac{1 - e^{-ct}}{ct}\right), \text{ м}, \qquad \text{(IV.17)}$$

где Δh_1 — изменение уровня грунтовых вод за время t при отсутствии перетекания; Δh — изменение уровня грунтовых вод за то же время в условиях перетекания. Остальные обозначения прежние.

Таким образом, если имеется возможность определить интенсивность питания грунтовых вод независимым методом, например с помощью наблюдений по лизиметрам, то, зная величину w и параметр $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, легко определить размер дополнительного перетекания по (IV.17).

При существовании перетекания вод до изменения их уровня (т. е. при $w_e \neq 0$, $\varepsilon_e \neq 0$, $t \leqslant 0$) под величиной wt следует понимать изменение питания грунтовых вод, а под величиной εt — изменение перетекания тех же вод за время t (непрерывного изменения уровня грунтовой воды).

Несомненно, что для применения формул (IV.16), (IV.17) необходимо иметь данные хотя бы за годовой цикл наблюдений над уровнями грунтовых и напорных вод. Это позволит оценить взаимосвязь режимов уровней напорных и грунтовых вод, а также размер интенсивности перетекания до начала изменения уровня ε_e (при $t \leqslant 0$). В дальнейшем перетекание с этой интенсивностью за время t мы будем называть первоначальным $\varepsilon_e t$.

При отсутствии начального (критического) градиента (или пренебрежении им) интенсивность перетекания грунтовых вод в напорный поток в момент времени t составит

$$\varepsilon_t = \mu c \Delta_h = k_0 \frac{\Delta_h}{m_0}, \quad \text{м/сут}, \qquad \text{(IV.18)}$$

где Δ_h — падение напора по вертикали, считая его от уровня грунтовых вод до пьезометрической поверхности напорных вод; остальные обозначения прежние.

Если напор межпластовых вод, которые пополняются путем перетекания грунтовых вод, непостоянен во времени, то величина интенсивности дополнительного перетекания, возникающего при подъеме или спаде уровня грунтовых вод, определяется по формуле

$$\varepsilon_{t\,\text{доп}} = \mu c\,(\Delta_h - \Delta_h^0) = \mu c\,(\Delta h - \Delta H), \text{ м/сут}, \qquad \text{(IV.19)}$$

где Δ_h^0 — падение напора по вертикали между грунтовым и напорным потоками до начала изменения уровня ($t = 0$); Δh, ΔH — изменения соответственно уровня грунтовых и уровня напорных вод за время t.

Суммарная величина перетекания грунтовых вод в подстилающий напорный водоносный горизонт или величина подпитывания первых вод путем восходящей фильтрации из второго горизонта (в последнем случае эта величина будет отрицательная) при неизменности уровня напорных вод равна

$$V_в = \varepsilon_e t + wt\left(1 - \frac{1-e^{-ct}}{ct}\right), \text{ м слоя воды,} \qquad (IV.20)$$

На практике часто встречаются случаи прямолинейной связи между колебаниями уровня грунтовых вод и пьезометрического уровня напорных вод. Обычно эти связи закономерны, когда причиной изменения уровня напорных вод является колебание уровня рек благодаря тесной гидравлической связи этих вод с крупными реками.

Определение прямолинейных корреляционных связей между режимами грунтовых и напорных вод производится для каждого более или менее продолжительного периода подъема или спада уровня воды.

Указанную связь между режимами грунтовых и напорных вод можно представить в виде

$$\Delta H = \xi \Delta h + \alpha, \qquad (IV.21)$$

где ΔH — изменение пьезометрического уровня напорных вод за время t; Δh — изменение уровня грунтовых вод за то же время; ξ — угловой коэффициент прямолинейной связи величин ΔH и Δh; α — отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат при $\Delta h = 0$.

Если ввести обозначения $\Delta w' = \Delta w + \mu\alpha c$ (где Δw — изменение интенсивности питания грунтовых вод в связи с изменением их уровня; $c_1 = (1-\xi)c$ $\left(\text{где } c = \frac{k_0}{\mu m_0}\right)$, то в случае изменения пьезометрического уровня напорных вод величина изменения уровня грунтовых вод неограниченного потока определится по формуле, аналогичной (IV.16)

$$\Delta h = \frac{\Delta w'}{\mu c_1}(1 - e^{-c_1 t}), \text{ м,} \qquad (IV.22)$$

где обозначения прежние.

В естественных условиях часто встречаются случаи, когда питание грунтовых вод неограниченного потока сверху отсутствует (при $t = 0$, $w_e = 0$), но уровень их находится выше или ниже пьезометрического уровня напорных вод на величину δH_e. В таких случаях перетекания грунтовых вод в подстилающий напорный водоносный горизонт может не быть, если в течение длительного времени уровни обоих водоносных горизонтов остаются постоянными.

Этот вывод основывается на особенностях формирования баланса подземных вод неограниченного потока. Для него характерно уравновешивание притока вод оттоком их в горизонтальном направлении. Повышение уровня воды в таком потоке вызывается инфильтрацией осадков сверху или перетеканием вод из смежного по высоте горизонта, а понижение уровней — испарением или оттоком вод в нижний горизонт. Но под влиянием перетекания вод уровни нижнего горизонта должны изменяться во времени.

В отсутствие перетекания грунтовых вод в подстилающий водоносный горизонт зафиксированная разность напоров грунтовых и напорных вод по вертикали $\delta H_e'$ равна или меньше той разности напоров, которая обусловливает начальный (критический) градиент фильтрации I_0.

Возникающие в последующем (при $t \geqslant 0$) подъемы уровня грунтовых вод и с некоторым запаздыванием подъемы уровня напорных вод обусловливаются соответственно усилением инфильтрации осадков и перетеканием первых вод в напорный поток. Таким образом

$$I_0 \geqslant \frac{\delta H'_e}{m_0}, \tag{IV.23}$$

где m_0 — мощность раздельного слоя пород; остальные обозначения прежние.

С учетом этого выражения и формулы (IV.18) можно более точно найти величину перетекания грунтовых вод в напорный поток при наличии начального градиента в виде

$$\varepsilon'_t \leqslant \mu c (\Delta_h - \delta H'_e), \text{ м/сут.} \tag{IV.24}$$

где обозначения прежние.

В случаях невозможности наблюдать критическую разность напоров грунтовых и напорных вод $\delta H'_e$ накануне перетекания, можно начальный градиент вертикальной фильтрации I_0 найти путем решения системы четырех уравнений. Для этой цели на кривой плавного изменения уровня грунтовых вод необходимо выбрать два отрезка времени $0—t_1$, $0—t_2$, в течение которых интенсивность питания грунтовых вод сверху постоянна ($w = \text{const}$). Кроме того, следует воспользоваться законом Дарси для выражения объема перетекшей воды в виде

$$V_в = k_0 \frac{\zeta - \zeta_0}{m_0} t, \text{ м}, \tag{IV.25}$$

где ζ, ζ_0 — усредненные во времени разности напоров грунтовых и напорных вод, соответственно отвечающие периоду времени t (в соответствии с данными наблюдений) и начальному градиенту, при котором начинается вертикальная фильтрация по закону Дарси; m_0 — мощность раздельного слоя пород; t — время.

Взяв для каждого отрезка времени t_1 и t_2 выражения для величины $V_в$ по (IV.20), отношения этих величин с учетом (IV.25) и величину первоначальной (при $t = 0$) интенсивности перетекания ε_e, по Дарси, будем иметь систему уравнений в виде

$$\left.\begin{aligned} V_{в_1} &= \varepsilon_e t_1 + wt_1 \left(1 - \frac{1 - e^{-ct_1}}{ct_1}\right) \\ V_{в_2} &= \varepsilon_e t_2 + wt_2 \left(1 - \frac{1 - e^{-ct_2}}{ct_2}\right) \\ \frac{V_{в_1}}{V_{в_2}} &= \frac{\zeta_1 - \zeta_0}{\zeta_2 - \zeta_0} \cdot \frac{t_1}{t_2} \\ \varepsilon_e &= k_0 \frac{\zeta_н - \zeta_0}{m_0} \end{aligned}\right\} \tag{IV.26}$$

Здесь ζ_1, ζ_2 — усредненные за время t_1 и t_2 величины падения напора при переходе от вод грунтовых к напорным, равные $(H_г — H_н)$, где $H_г$, $H_н$ — усредненные во времени напоры грунтовых и напорных вод; ε_e — интенсивность первоначального (при $t = 0$) перетекания грунтовых вод в напорный поток; $\zeta_н$ — первоначальная разность уровня грунтовых вод и пьезометрического уровня напорных вод (наблюденная в начальный момент времени $t = 0$);

m_0 — мощность раздельного слоя пород. Остальные обозначения прежние. При этом цифра 1 в индексе отвечает промежутку времени t_1, а цифра 2 — промежутку времени t_2.

В данной системе, состоящей из четырех уравнений, неизвестными являются величины ε_e, $V_{в_1}$, $V_{в_2}$ и ζ_0.

Несомненно, что перед решением такой системы уравнений вначале должны быть определены по данным режимных наблюдений параметр c, интенсивность дополнительного питания грунтовых вод сверху w и коэффициент фильтрации пород раздельного слоя k_0. Методика расчета этих параметров изложена ниже.

В заключение отметим, что для схемы двухслойного строения водоносных толщ пород, при которой уровень грунтовых вод в верхнем слабопроницаемом

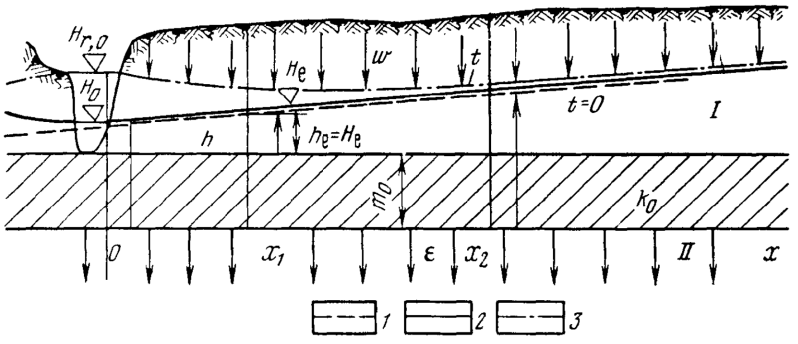


Рис. 16. Схема полуограниченного потока грунтовых вод, взаимосвязанных с напорными водами.

1 — пьезометрический уровень напорных вод; *2* — уровень грунтовых вод в начальный момент времени $t = 0$; *3* — уровень грунтовых вод в момент времени $t > 0$. *I* — поток грунтовых вод; *II* — поток напорных вод

слое оказывается выше или ниже пьезометрического уровня напорных вод, заключенных в хорошо проницаемом нижнем слое, остаются действительными рассмотренные выше уравнение (IV.13) и формулы (IV.16), (IV.17), (IV.22). Вертикальный водообмен по этой схеме происходит между верхним и нижним слоями пород. Необходимо помнить, что вместо мощности раздельного слоя пород m_0 в этой схеме учитывается усредненная за время t мощность верхнего водоносного слоя $h_{ср}$, считая ее от горизонтальной подошвы верхнего слоя.

Полуограниченный поток (рис. 16), встречаемый вблизи рек, каналов, водохранилищ или других водоемов, рассматривается нами также с учетом инфильтрации воды сверху w и перетекания воды вниз с интенсивностью ε. В качестве краевых условий будут:

$$t = 0,\ \Delta h = 0,$$

$$t > 0,\ x = 0,\ \Delta h = bt$$

— линейное изменение уровня воды на границе потока с постоянной скоростью b;

$$t > 0,\ x = \infty,\ \frac{\partial \Delta h}{\partial x} = 0$$

— условие неограниченности потока в одну сторону.

Так как для этого потока роль горизонтального водообмена имеет большое значение, то в балансе вод учитывается разность между горизонтальными притоком и их оттоком

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t = -\frac{\partial q}{\partial x},$$

что приводит к исходному дифференциальному уравнению в виде

$$\frac{\partial \Delta h}{\partial t} = a\frac{\partial^2 \Delta h}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu} - c\,\Delta h, \qquad \text{(IV.27)}$$

где $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ — коэффициент уровнепроводности верхнего водоносного пласта, содержащего грунтовую воду (здесь k — усредненный коэффициент фильтрации; $h_{ср}$ — усредненная мощность; μ — водоотдача, или недостаток насыщения пород). Остальные обозначения прежние.

Решением этого уравнения для указанных краевых условий будет формула

$$\Delta h(x,\ t) = \frac{w}{\mu c}(1 - e^{-ct})\operatorname{erf}\lambda + \frac{bt}{2}\left[e^{-x\sqrt{\frac{c}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda - \sqrt{ct}) + e^{x\sqrt{\frac{c}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda + \sqrt{ct})\right], \qquad \text{(IV.28)}$$

где $\Delta h\ (x,\ t)$ — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t; $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$; $\operatorname{erfc}\lambda = 1 - \operatorname{erf}\lambda$ (здесь $\operatorname{erf}\lambda$ — функция вероятности, значения которой приведены в прил. 2);

Формула (IV.28) совпадает с решением М. С. Хантуша (1967 г.) при соблюдении условия

$$\frac{m}{B} \leqslant 0{,}1, \qquad \text{(IV.29)}$$

где $B = \sqrt{\frac{mkm_0}{k_0}}$ (здесь m — мощность напорного потока; k — коэффициент фильтрации его водоносных пород; k_0, m_0 — соответственно коэффициент фильтрации и мощность раздельного слоя пород).

Неравенству (IV.29) отвечают большинство реальных условий фильтрации через раздельные слои пород, поэтому формулу (IV.28) можно широко применять для анализа режима грунтовых вод, связанных с режимом напорных вод путем перетекания.

При выводе формулы (IV.28) допускалось постоянство во времени напора вод нижнего напорного водоносного горизонта.

В случае непостоянства напора вод в нижнем напорном водоносном горизонте можно воспользоваться прямолинейной корреляционной связью между напором и уровнем грунтовых вод, как это предложено для неограниченного потока. Такие связи легко установить при наличии кустов ярусных скважин (пьезометров), расположенных в расчетном створе. Так, воспользовавшись формулой (IV.21) и величинами $\Delta w' = \Delta w + \alpha\mu c$, $c_1 = (1 - \xi)c$, мы придем к формуле (IV.28), в которой при переменном напоре вод вместо w следует принять $\Delta w'$, вместо c — величину c_1.

Эту же формулу можно применять и для схемы двухслойного строения водоносной толщи, в которой вертикальный водообмен происходит между верхним слабопроницаемым и нижним более проницаемым слоями пород.

При этом вместо мощности раздельного слоя следует применять усредненную за время t мощность грунтового потока, считая ее от горизонтальной подошвы верхнего слоя.

Определение гидрогеологических параметров по колебанию уровня подземных вод

По данным о колебании уровня грунтовых и напорных вод, а также о водопроводимости потока и геологическому разрезу аналитический метод позволяет рассчитать следующие гидрогеологические параметры:

1) коэффициент уровнепроводности грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ и коэффициент пьезопроводности водоносного пласта $a^* = \frac{km}{\mu^*}$, м^2/сут;

2) коэффициент водоотдачи или недостатка насыщения пород $\mu = \frac{kh_{ср}}{a}$ и коэффициент упругой водоотдачи $\mu^* = \frac{km}{a^*}$;

3) коэффициент вертикального водообмена между грунтовым и напорным потоками $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, 1/сут;

4) коэффициент фильтрации раздельного слоя пород $k_0 = \mu m_0 c$, м/сут;

5) показатели гидродинамического несовершенства водных границ потока.

Все эти параметры используются при гидродинамическом анализе режима подземных вод. Знание их позволяет без проведения дорогостоящих работ (например, массовых опытных откачек) вычислить по данным режимных наблюдений главнейшие элементы баланса подземных вод и составить прогноз режима этих вод на будущее.

Определение перечисленных параметров является первой важнейшей задачей гидродинамического анализа режима подземных вод. По существу она является обратной фильтрационной задачей, когда по известному колебанию уровня подземных вод и формулам неустановившейся фильтрации находят искомые параметры потоков этих вод.

Грунтовые воды

Расчеты без учета перетекания вод

Для расчета коэффициента уровнепроводности $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ выбирают период в годовом цикле, для которого принципиально возможны два случая формирования режима грунтовых вод:

1) уровни этих вод испытывают спад или подъем при постоянной во времени интенсивности питания сверху, т. е. при $w = \text{const}$ (когда начальная интенсивность питания $w_e = 0$ или $w_e \neq 0$), в частном случае — при $w = 0$ (и при $w_e = 0$), при этом приращение интенсивности питания сверху $\Delta w = w - w_e = \text{const}$; сюда же относится условие $\Delta w = 0$;

2) уровни тех же вод изменяются в условиях постоянной интенсивности питания или ее постоянного изменения за время t на протяжении всего расчетного створа скважин в интервале $0—x_1—x_2$.

Обычно для грунтовых вод в лесной и лесостепной зонах первый случай наблюдается в зимне-ранневесенний период (XI—XII—I—II). В это время

уровни этих вод понижаются под влиянием стока к рекам. Только при неглубоком (менее 3 м) уровне воды возможны дистилляция и капиллярно-пленочный ток воды в зону аэрации к слою сезонного промерзания. При этом возникает отрицательное питание грунтовых вод постоянной интенсивности.

К первому случаю почти всегда относятся условия формирования колебаний уровня грунтовых вод в прибрежных зонах рек, каналов и водоемов. Здесь роль питания сверху в процессе колебания уровня незначительна. Особенно отчетливо это проявляется на высоких берегах рек с большой глубиной до воды. Там уровни грунтовых вод в основном изменяются под влиянием паводков в реках и регулирования вод в каналах.

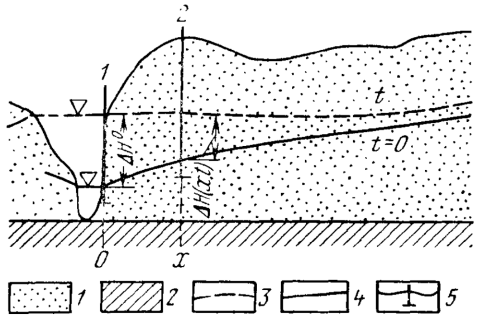


Рис. 17. Схема расположения наблюдательных скважин для определения гидрогеологических параметров.

1 — водоносные породы; *2* — водонепроницаемые породы; *3* — уровень грунтовых вод после их подъема — в момент времени *t*; *4* — начальный уровень грунтовых вод до их возмущения на границе ($t = 0$); *5* — наблюдательная скважина

Второй случай расчета параметров является более общим, применим к большей части года, но соблюдается при одинаковых условиях инфильтрации и испарения на протяжении всего выбранного для расчета створа наблюдательных скважин.

В обоих случаях в отсутствие перетекания грунтовых вод в подстилающие напорные водоносные горизонты используются те схемы движения этих вод, которые учитывают изменение горизонтального водообмена в грунтовом потоке, т. е. изменение разности между притоком и оттоком в горизонтальном направлении $-\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{Q_1 - Q_2}{F}$ на единицу пути. В качестве составляющей вертикального водообмена принимается в расчет одна величина интенсивности питания грунтовых вод сверху $wt = w_1\Delta\tau - u\Delta\vartheta$ (здесь w_1 — интенсивность инфильтрации осадков сверху, происходящая в течение времени $\Delta\tau$, u — интенсивность испарения грунтовых вод, отмечается за время $\Delta\vartheta$).

Для полуограниченного потока грунтовых вод в условиях отсутствия или неизменности интенсивности питания сверху (при $w = 0$ или $\Delta w = 0$) из (IV.6) получаем расчетную формулу

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H(x, t)}{\Delta H(0, t)} = \frac{\Delta H}{\Delta H^0}, \qquad \text{(IV.30)}$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод в наблюдательной скв. 2, находящейся на расстоянии x от реки (рис. 17), или начального сечения *1* за время t, отсчитанное от начала изменения горизонта воды в реке (см. рис. 13); ΔH^0 — изменение уровня воды в реке или канале, полностью прорезающих водоносный горизонт, или в скв. 1 на урезе (при $x = 0$) за то же время t; $R(\lambda) = 4i^2\mathrm{erfc}\,\lambda$ — интегральная функция, значения которой приведены в прил. 1.

Лучшие результаты дает применение формулы (IV.30), если расчетное время t относится к периоду осенне-зимнего и предвесеннего спадов уровня в прибрежной зоне и при глубинах до воды, исключающих неравномерное испарение с уровня грунтовых вод (рис. 18, точки *1—2*, *1′—2′*). В этом случае начало отсчета времени ($t = 0$) принимается в момент осеннего максимума

уровня (за предшествующий год), и от этого максимума отсчитывается следующее понижение уровня ($-\Delta H$) по той и другой скважинам.

Чтобы изменения уровней ΔH и ΔH^0 были достаточно четкими, их соотношение рекомендуется брать в пределах $0{,}3 \div 0{,}5$, что отвечает удаленности скв. 2 от скв. 1 на расстояние $(0{,}5 \div 1{,}0)\sqrt{at}$.

Зная $R(\lambda)$ из (IV.30), находят по прил. 1 значение аргумента λ. Коэффициент уровнепроводности вычисляют по формуле

$$a = \frac{x^2}{4\lambda^2 t}, \quad \text{м}^2/\text{сут}, \tag{IV.31}$$

где t — расчетное время понижения уровня (между точками *1—2*, см. рис. 18).

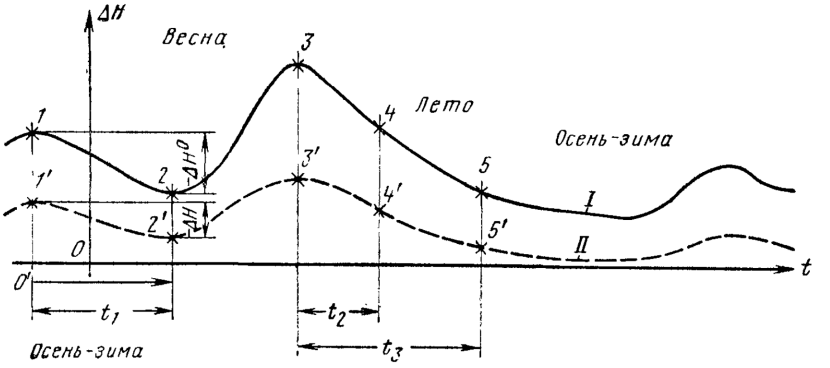


Рис. 18. Хронологические графики колебания уровня грунтовых вод в начальном *I* ($x = 0$) и расчетном *II* ($x > 0$) сечениях потока. Арабские цифры — номера точек

При очень быстром (практически мгновенном) подъеме горизонта воды в начальном сечении потока и при отсутствии изменений в питании грунтового потока сверху ($\Delta w = 0$) для расчета параметра a можно воспользоваться формулой

$$\Phi(\lambda) = 1 - \frac{\Delta H(x, t)}{\Delta H(0, t)}, \tag{IV.32}$$

где $\Phi(\lambda)$ — интеграл вероятности, значения которого определяются по прил. 2; остальные обозначения прежние.

Эта формула также является решением линейного дифференциального уравнения в частных производных для одномерного неустановившегося движения при $w = 0$ или $w = \text{const}$, и следовательно, при $\Delta w = 0$ во время изменения уровня воды. При этом на границе потока изменение уровня воды мгновенное.

На постоянство интенсивности питания грунтовых вод сверху $w = \text{const}$ в течение времени t может указывать почти равномерный во времени подъем или спад уровня грунтовых вод в скважине.

Постоянство по длине потока величины питания грунтовых вод сверху обычно наблюдается при одинаковой глубине до воды и в одинаковых условиях увлажнения на дневной поверхности.

При постоянстве питания потока во времени, $w(x_1, t) = \text{const}$ за время t_1 и t_2 можно написать уравнение

$$\frac{\Delta H_1^0 R(\lambda_1) - \Delta H_1}{\Delta H_2^0 R(\lambda_2) - \Delta H_2} = \frac{[1 - R(\lambda_1)]\, t_1}{[1 - R(\lambda_2)]\, t_2}, \tag{IV.33}$$

где $\lambda_1 = \frac{x_1}{2\sqrt{at_1}}$; $\lambda_2 = \frac{x_1}{2\sqrt{at_2}}$; ΔH_1, ΔH_2 и ΔH_1^0, ΔH_2^0 — изменения уровня грунтовых вод в скважине x_1 соответственно на моменты времени t_1 и t_2 и изменения уровня воды в начальном сечении потока ($x = 0$) на те же моменты времени.

Для второго случая постоянства питания по длине потока, $w(x, t_1) = \text{const}$ на пути x_1 и x_2, действительно уравнение

$$\frac{\Delta H(x_1, t_1) - \Delta H(0, t_1)}{\Delta H(x_1, t_1) - \Delta H(x_2, t_1)} R(\lambda_2) = \frac{\Delta H(x_2, t_1) - \Delta H(0, t_1)}{\Delta H(x_1, t_1) - \Delta H(x_2, t_1)} R(\lambda_1) + 1, \quad \text{(IV.34)}$$

где $\Delta H(x_1, t_1)$, $\Delta H(x_2, t_1)$, $\Delta H(0, t_1)$ — изменения уровня грунтовых вод соответственно в сечениях x_1, x_2 и $x = 0$ за время t_1;

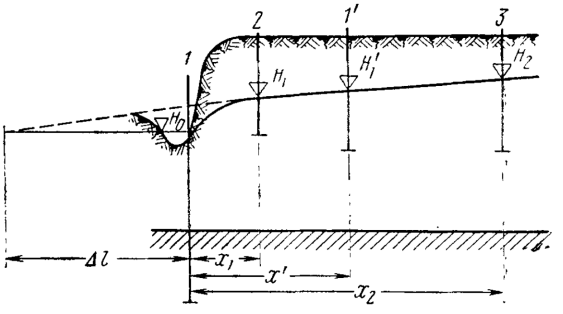


Рис. 19. Схема грунтового потока в прибрежной зоне

$$\lambda_1 = \frac{x_1}{2\sqrt{at_1}}; \quad \lambda_2 = \frac{x_2}{2\sqrt{at_1}}.$$

Уравнения (IV.33), (IV.34) относительно «a» решаются способом подбора.

Если дренирующая река или канал неполностью прорезают водоносный горизонт, то к расстоянию x добавляют величину Δl, эквивалентную сопротивлению ложа водоема. Примерно на расстоянии, равном 1,5—2 величинам мощности потока, движение грунтовых вод становится параллельно-струйчатым и «несовершенство» рек или каналов на нем не сказывается.

При необходимости учесть сопротивление ложа водоема это сопротивление рассчитывается по формуле В. М. Шестакова, имеющей вид

$$\Delta l = \frac{H_1 - H_p}{H_2 - H_p}(x_2 - x_1) - x_1, \quad \text{(IV.35)}$$

где Δl — длина потока, эквивалентная сопротивлению ложа водоема, неполностью прорезающей водоносный пласт (рис. 19); H_1, H_2 — отметки уровня воды соответственно во второй и третьей наблюдательных скважинах; H_p — отметка уровня воды в реке или канале; x_1, x_2 —расстояние от реки до второй и третьей наблюдательных скважин.

При этом вторая — дальняя наблюдательная скв. 3 должна находиться от реки на расстоянии, равном 1,5—2 значениям мощности грунтового потока и более.

Зная коэффициент уровнепроводности $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ и водопроводимость грунтового потока $kh_{ср}$, можно вычислить величину водоотдачи или недостатка насыщения грунтов в пределах изменения верха подпертой капиллярной каймы и уровня воды по формуле

$$\mu = \frac{kh_{ср}}{a}, \quad \text{(IV.36)}$$

где k — коэффициент фильтрации водоносных пород, который оценивается с помощью опытной откачки; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта (по данным гидрогеологического разреза и режимных наблюдений).

Более надежно параметр μ определяется по величине изменения запасов влаги в нижней части зоны аэрации, считая ее от самого высокого положения верха подпертой капиллярной каймы до самого низкого положения уровня грунтовых вод за время t, а также по данным об изменении этого уровня ΔH за то же время (см. третью главу).

При расположении наблюдательных скважин вблизи водораздела грунтовых вод (в нескольких десятках или не более 200—300 м) для расчета коэффициента уровнепроводности можно воспользоваться формулой (IV.10) или (IV.11). При этом возможны те же случаи расчета, когда $wt = 0$ или $w = \text{const}$ на протяжении потока $0—x_1—x_2$.

Аналогично можно поступать при коротких потоках с двумя дренирующими или питающими реками, когда необходимо использовать формулу (IV.9), или, наконец, при наличии крутых бровок, высоких террас либо коренных берегов долин, где применима формула (IV.12). Во всех этих случаях параметр a определяется способом подбора.

Расчеты с учетом перетекания вод

Для последующего учета перетекания грунтовых вод в подстилающие напорные потоки по данным режимных наблюдений вначале определяются коэффициент вертикального водообмена $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$ и коэффициент фильтрации пород раздельного слоя k_0.

В первую очередь принимается во внимание возможное изменение вертикального водообмена между грунтовым и подстилающим напорным потоками $\Delta\varepsilon t$, а также изменение во времени интенсивности питания сверху Δw. Для неограниченного потока вод в схемах отсутствует горизонтальный водообмен, так как $\frac{\partial q}{\partial x} = 0$. Последний учитывается лишь при рассмотрении полуограниченных потоков.

В случае неограниченного потока грунтовых вод (см. рис. 15) при определении указанных параметров поступают следующим образом. На графике колебания уровня грунтовых вод выделяется период времени со сравнительно стабильным положением уровня, когда изменения его не превышают тех величин, которые обусловливаются изменением атмосферного давления (порядка нескольких сантиметров за период). Такой период чаще всего приходится на зиму. Обычно в это время питание грунтовых вод сверху (за счет инфильтрации осадков) отсутствует; также ничтожно мал расход влаги в зону аэрации или на испарение в атмосферу. К окончанию этого периода приурочивают начало отсчета времени ($t = 0$).

Затем на продолжении кривой непрерывного подъема или спада уровня выбирают два других момента t_1 и t_2, которым отвечают определенные величины изменения уровня Δh_1 и Δh_2.

Используя эти данные и (IV.22), можно применить формулу для расчета параметра c в виде

$$\zeta = \frac{\Delta h_1}{\Delta h_2} = \frac{1 - e^{-c_1 t_1}}{1 - e^{-c_1 t_2}}, \qquad \text{(IV.37)}$$

где обозначения прежние [см. (IV.22)].

Коэффициент c_1 находится подбором. На основании этого вычисляется

$$c = \frac{c_1}{1-\xi}, \tag{IV.38}$$

затем

$$k_0 = \mu c m_0. \tag{IV.39}$$

Таким образом, для получения исходных данных расчета c необходимо провести годичный цикл наблюдений за уровнем грунтовых и напорных вод, разделенных слоем слабопроницаемых пород. Результаты этих наблюдений используются для выбора величин Δh_1, Δh_2, для отыскания корреляционной связи режимов грунтовых и напорных вод (вычисляются коэффициенты ξ, α с помощью (IV.21); для каждого расчетного периода самостоятельно исследуется эта связь (рис. 20).

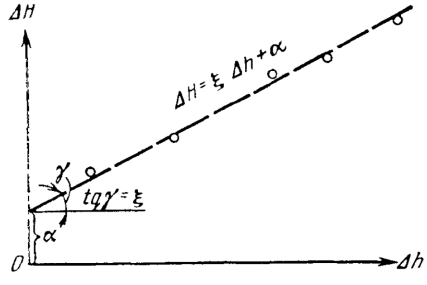


Рис. 20. График связи напоров напорных вод с уровнем грунтовых вод

Указанные здесь наблюдения должны проводиться по кусту скважин (пьезометров), установленных на грунтовые и подстилающие напорные воды в одном и том же пункте.

Для облегчения расчета можно предложить приближенную формулу, выведенную из (IV.37), если e^{-x} разложить в ряд и довольствоваться погрешностью менее 1% (при $c_1 t < 0{,}3$). Эта формула имеет вид

$$c_1 = \frac{2(t_1 - \zeta t_2)}{t_1^2 - \zeta t_2^2}. \tag{IV.40}$$

Также ориентировочно параметр c можно найти непосредственно из (IV.16) при постоянном напоре вод или из (IV.22) при переменном пьезометрическом уровне, если пренебречь третьими членами рядов, в которые разлагаются величины e^{-ct}, $\frac{ct}{e^{-ct}-1}$. Такое преобразование исходных формул (IV.16), (IV.22) вполне допустимо даже при $k_0 = 0{,}01$ м/сут, $\mu = 0{,}10$, $m_0 = 10$ м, а при меньшем значении k_0 — тем более это возможно. Главное преимущество такого преобразования заключается в возможности ограничиться лишь одним наблюдением за изменением уровня грунтовых вод Δh за время t.

Для этих условий расчетная формула имеет вид

$$c = \frac{\Delta h_1 - \Delta h}{t\left(\Delta h_1 - \frac{\Delta h}{2}\right)}, \tag{IV.41}$$

где $\Delta h_1 = \frac{wt}{\mu}$ — изменение уровня грунтовых вод за время t, происходящее только под влиянием питания сверху; остальные обозначения прежние.

Эту формулу можно применить для региональной оценки параметра $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, если величину питания грунтовых вод оценить в условиях отсутствия перетекания вод, например, по данным лизиметрических наблюдений или по данным колебаний уровня воды в тех местах, где раздельный слой пород представлен мощными (более 10 м) и жирными глинами.

При двухслойном строении водоносных толщ при неограниченном потоке в верхнем слабопроницаемом слое пород для двух моментов времени t_1 и t_2 можно составить два уравнения типа

$$\frac{\Delta H'}{t} = \frac{k_в}{\mu}\frac{H-H'}{h'} + \frac{w}{\mu}, \qquad \text{(IV.42)}$$

где $\Delta H'$ — изменение уровня грунтовых вод за время t; H, H' — усредненные за время t уровни напорных и грунтовых вод; h' — расстояние по вертикали между короткими фильтрами, заложенными около уровня грунтовых вод и в основании верхнего слоя пород; остальные обозначения прежние.

На основе двух указанных уравнений и допущения постоянства интенсивности питания грунтовых вод сверху $w = \text{const}$ получаем расчетную формулу для определения коэффициента уровнепроводности пород

$$\frac{k_в}{\mu} = \frac{\left(\frac{\Delta H'_1}{t_1} - \frac{\Delta H'_2}{t_2}\right)h'}{H_1 - H_2 + H'_2 - H'_1}, \qquad \text{(IV.43)}$$

где цифра 1 в индексе отвечает моменту времени t_1, а цифра 2 — моменту времени t_2.

Вместо времени t_2 удобно принять разность $\Delta t_2 = t_2 - t_1$, а уровни воды H_2 и H'_2 в таком случае считать усредненными за этот промежуток времени; величину $\Delta H'_2$ — считать изменением уровня грунтовых вод за промежуток времени Δt_2.

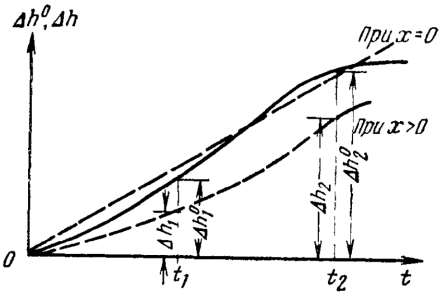


Рис. 21. График изменения уровня грунтовых вод в сечениях $x = 0$ и $x > 0$

В случае полуограниченного потока грунтовых вод (см. рис. 16) для расчета параметра $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$ применяется формула (IV.28). Эту же формулу, как отмечено выше, можно использовать и при переменном уровне напорных вод, если известна прямолинейная корреляция между колебаниями этих вод и грунтовых.

Допуская постоянство в течение двух отрезков времени $0-t_1$ и $0-t_2$ величины $\Delta w = w - w_e$, а также учитывая, что $\alpha = \text{const}$, $\xi = \text{const}$, которые определяются с помощью графика связи уровней напорных и грунтовых вод, можно написать два уравнения типа (IV.28) и исключить из отношения их величину Δw. Тогда расчетная формула для определения параметра $c_1 = (1-\xi)c$ будет иметь вид

$$\frac{1-e^{-c_1 t_1}}{1-e^{-c_1 t_2}}\cdot\frac{\operatorname{erf}\lambda_1}{\operatorname{erf}\lambda_2} = \frac{2\Delta h_1 - bt_1\left[e^{-x\sqrt{\frac{c_1}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda_1 - \sqrt{c_1 t_1}) + e^{x\sqrt{\frac{c_1}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda_1 + \sqrt{c_1 t_1})\right]}{2\Delta h_2 - bt_2\left[e^{-x\sqrt{\frac{c_1}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda_2 - \sqrt{c_1 t_2}) + e^{x\sqrt{\frac{c_1}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda_2 + \sqrt{c_1 t_2})\right]}, \qquad \text{(IV.44)}$$

где

$$\lambda_1 = \frac{x}{2\sqrt{at_1}}; \quad \lambda_2 = \frac{x}{2\sqrt{at_2}}.$$

Это уравнение позволяет найти параметр c_1 способом подбора, если будут известны $\Delta h_1 = \Delta h(x, t_1)$; $\Delta h_2 = \Delta h(x, t_2)$ — изменения уровня грунтовых вод в наблюдательной скважине за отрезки времени t_1 и t_2 (рис. 21); t_1, t_2,

$b = \frac{\Delta h_2^0}{t_2}$, x, а также коэффициент уровнепроводности грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$.

Для определения Δh_2^0 используются данные наблюдений в скв. 1, расположенной вблизи уреза воды в реке или на границе потока.

Последний из этих параметров (т. е. величина a) находится в аналогичных условиях строения и движения грунтовых вод в верхнем водоносном пласте, где водоупорное ложе представлено мощной (более 10 м) толщей более плотных глин, а поэтому вертикальный водообмен там отсутствует. При этом расчетной формулой может служить (IV.30).

Для упрощения расчета параметра c можно выражение $e^{-c_1 t}$ разложить в соответствующий ряд и воспользоваться только тремя первыми членами ряда.

Тогда для условия $c_1 t < 0{,}3$, с предельной погрешностью 2,5% для левой части формулы (IV.44) будет действительно

$$AB = \frac{2\eta_1 - M}{2\eta_2 - N} = f(Fo_1,\ c_1), \qquad (IV.45)$$

где $A = \frac{\operatorname{erf} \frac{1}{2\sqrt{Fo_1}}}{\operatorname{erf} \frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1} Fo_1}}}$ — величина, зависящая от коэффициента уровнепроводности грунтового потока и координат x, t; $B = \frac{2 - t_1\zeta^2}{2 - t_2\zeta^2}$ — величина, изменяющаяся в зависимости от коэффициента водообмена c и времени t.

$$\eta_1 = \frac{\Delta h(x,\ t_1)}{\Delta h(0,\ t_1)} = \frac{\Delta h_1}{\Delta h_1^0}; \quad \eta_2 = \frac{\Delta h(x,\ t_2)}{\Delta h(0,\ t_2)} = \frac{\Delta h_2}{\Delta h_2^0};$$

$$M = e^{-\zeta\sqrt{\frac{t_1}{Fo_1}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{2\sqrt{Fo_1}} - \zeta\sqrt{t_1}\right) + e^{\zeta\sqrt{\frac{t_1}{Fo_1}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{2\sqrt{Fo_1}} + \zeta\sqrt{t_1}\right);$$

$$N = e^{-\zeta\sqrt{\frac{t_1}{Fo_1}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1} Fo_1}} - \zeta\sqrt{t_2}\right) + e^{\zeta\sqrt{\frac{t_1}{Fo_1}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1} Fo_1}} + \zeta\sqrt{t_2}\right);$$

$$\zeta = \sqrt{c_1}; \quad c_1 = (1 - \xi)c; \quad c = \frac{k_0}{\mu m_0};$$

$$Fo_1 = \frac{at_1}{x^2} \text{ — критерий Фурье.}$$

Для расчета параметра c поступают следующим образом.

1. На графике колебания уровня грунтовых вод (см. рис. 21) выбирают два момента времени t_1 и t_2, в течение которых повышения или понижения уровня по сравнению с начальным уровнем (при $t = 0$) отчетливо заметны; обычно удобно брать $t_2 = 2t_1$.

2. Вычисляют критерий Фурье $Fo_1 = \frac{at_1}{x^2}$, затем $\lambda_1 = \frac{1}{2\sqrt{Fo_1}}$, $\lambda_2 = \frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1} Fo_1}}$, далее по табл. прил. 2 находят значения erf λ_1 и erf λ_2 и после этого вычисляют величину A по указанной выше формуле.

3. Задаваясь различными значениями параметра $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$ или $c_1 = (1-\xi)c$ и вычислив соответствующие величины $\zeta = \sqrt{c_1}$, определяют отвечающие им значения B.

4. Зная величины A и B при разных значениях c_1, вычисляют соответствующие им значения произведения $AB = f(\lambda, c_1) = f_1(\mathrm{Fo}_1, c_1)$.

5. Для расчета величин M и N предварительно вычисляют

$$\alpha = \frac{1}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}} - \zeta\sqrt{t_1}; \quad \beta = \frac{1}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}} + \zeta\sqrt{t_1};$$

$$m = \frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1}\,\mathrm{Fo}_1}} - \zeta\sqrt{t_2}; \quad n = \frac{1}{2\sqrt{\frac{t_2}{t_1}\,\mathrm{Fo}_1}} + \zeta\sqrt{t_2};$$

$$e^{-\zeta\sqrt{\frac{t_1}{\mathrm{Fo}_1}}}, \; e^{\zeta\sqrt{\frac{t_1}{\mathrm{Fo}_1}}}$$

и по прил. 2 $\operatorname{erfc}\alpha$, $\operatorname{erfc}\beta$, $\operatorname{erfc} m$, $\operatorname{erfc} n$. При этом величина $\zeta = \sqrt{c_1}$ находится по выбранным значениям c.

6. Из данных наблюдений за колебаниями уровня грунтовых вод во второй наблюдательной скважине на расстоянии x выбирают значения величин изменения уровня:

$$\Delta h_1 = \Delta h(x, t_1) \text{ за время } t_1;$$

$$\Delta h_2 = \Delta h(x, t_2) \text{ за время } t_2,$$

а также соответствующие величины изменения уровня в первой скважине или в начальном сечении потока (при $x = 0$) Δh_1^0 — за время t_1 и Δh_2^0 — за время t_2. На основании этого вычисляют отношения

$$\eta_1 = \frac{\Delta h_1}{\Delta h_1^0} \quad \text{и} \quad \eta_2 = \frac{\Delta h_2}{\Delta h_2^0}.$$

7. По формуле (IV.45) вычисляют правую часть равенства для каждого выбранного значения c_1 или c и для данного местоположения второй скважины, находящейся на расстоянии x от начального сечения.

8. Из ряда полученных значений произведения AB и выражения $\frac{2\eta_1 - M}{2\eta_2 - N}$ выбирают такие, которые равны между собой при одном и том же значении параметра c_1 и определенном значении Fo_1.

При таком расчете определяется значение параметра c_1, а затем приведенный коэффициент вертикального водообмена $c = \frac{c_1}{1-\xi}$.

Для упрощения решения (IV.45) способом подбора можно заранее составить номограммы для функций $AB = f(\mathrm{Fo}_1, c_1)$; $M = f_1(\mathrm{Fo}_1, c_1)$; $N = f_2(\mathrm{Fo}_1, c_1)$, если значения t_1 и t_2 выбраны вполне определенные.

Используя эти номограммы, для некоторых примеров мы составляли более общую номограмму связи

$$\eta_2 = \frac{\eta_1}{AB} + \frac{ABN - M}{2AB} = f(\eta_1, \mathrm{Fo}_1, c_1),$$

согласно которой для большого ряда пар значений η_1, η_2 легко определить параметр c_1 для заданного критерия Фурье (Лебедев и др., 1971).

Такая обобщенная номограмма для выбранных заранее Fo_1, t_1, t_2 позволяет легко определять относительное изменение уровня грунтовых вод в сечении x, т. е. величину $\eta_2 = \frac{\Delta h\,(x,\ t_2)}{\Delta h\,(0,\ t_2)}$, если известно относительное изменение уровня в том же сечении за более короткий отрезок времени t_1. По данным η_1, η_2 и значению критерия Фурье Fo_1 легко найти параметр c_1. Для малых значений относительного изменения уровня грунтовых вод (например, при $\eta_1 \leqslant \leqslant 0{,}55$) можно по номограмме ориентировочно оценить не только параметр c_1, но и коэффициент уровнепроводности, так как в указанных случаях положение точки с координатами η_1, η_2 четко указывает одновременно на значения $Fo_1 = \frac{at}{x^2}$ и c_1.

Примеры использования приведенных здесь зависимостей изменений уровня грунтовых вод от параметров a, c, μ рассмотрены в нашей совместно с С. М. Семеновым и Н. Н. Фрейдиной работе (1971).

Напорные воды

Поскольку для неустановившейся фильтрации напорных вод пригодно уравнение типа (IV.3), в котором должны фигурировать изменения напоров или давления ΔH, коэффициент пьезопроводности a^* и величина интенсивности перетекания сверху ε_1, то и решение его для аналогичных краевых условий (например, для полуограниченного потока) будут аналогичны приведенным для грунтовых вод.

Этой аналогией в решениях для грунтовых и напорных вод мы можем воспользоваться для определения коэффициента пьезопроводности $a^* = \frac{km}{\mu^*}$, где km — водопроводимость пласта мощностью m; μ^* — коэффициент упругой водоотдачи пород.

Для полуограниченного одномерного потока напорных вод, на нижней границе которого напор воды изменяется по закону прямой, а интенсивность перетекания воды в него сверху ε_1 или из него вниз ε_2 в связи с колебанием напора воды на границе потока равна нулю или не изменяется во времени (т. е. при $\varepsilon = 0$, $\Delta\varepsilon = 0$ или при $\varepsilon_1 - \varepsilon_2 = 0$, $\Delta\,(\varepsilon_1 - \varepsilon_2) = 0$), по аналогии с формулой (IV.30) действительно уравнение

$$R\,(\lambda^*) = \frac{\Delta H\,(x,\ t)}{\Delta H\,(0,\ t)} = \frac{\Delta H}{\Delta H^0}, \qquad \text{(IV.46)}$$

где $\lambda^* = \frac{x}{2\sqrt{a^* t}}$; $\Delta H = \Delta H\,(x,\ t)$; $\Delta H^0 = \Delta H\,(0,\ t)$ — изменения напоров вод в сечении потока, отстоящем на расстоянии x от начального, и в этом начальном ($x = 0$) за время t; остальные обозначения прежние.

Так же, как и для грунтовых вод, исходные данные для расчета (т. е. величины ΔH, ΔH^0) принимаются по данным наблюдения за снижением или подъемом пьезометрического уровня напорных вод в двух скважинах, расположенных в створе по направлению потока вод.

Зная x, t и λ, по формуле, аналогичной (IV.31), находят

$$a^* = \frac{x^2}{4\,(\lambda^*)^2 t}, \quad \text{м}^2/\text{сут}. \qquad \text{(IV.47)}$$

Используя разведочные данные о водопроводимости водоносного пласта km и величину a^*, вычисляют упругую водоотдачу

$$\mu^* = \frac{km}{a^*}. \qquad \text{(IV.48)}$$

Для водоносного пласта, заключенного между двумя раздельными слоями слабопроницаемых пород с коэффициентом фильтрации k_{02} — в кровле и k_{03} — в подошве, можно написать дифференциальное уравнение неустановившегося движения в виде

$$\frac{\partial H_2}{\partial t} = -\frac{1}{\mu_2^*}\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{k_{02}}{\mu_2^* m_{02}}(H_1 - H_2) - \frac{k_{03}}{\mu_2^* m_{03}}(H_2 - H_3), \qquad \text{(IV.49)}$$

где H_2 — напор подземной воды однородного состава (одинаковой минерализации) в рассматриваемом (втором) водоносном пласте, отсчитываемый от условной плоскости сравнения в момент времени t, м; q — расход подземной воды в горизонтальном направлении (по пласту), м³/сут; k_{02}, k_{03} — коэффициенты фильтрации пород раздельных слоев соответственно в кровле и подошве водоносного пласта, м/сут; m_{02}, m_{03} — мощности раздельных слоев пород в кровле и подошве водоносного пласта, м; H_1, H_2 — напоры воды соответственно в смежных водоносных пластах I и III, залегающих выше и ниже данного пласта II, м; μ_2^* — упругая водоотдача пород рассматриваемого II водоносного пласта.

Часто по данным режимных наблюдений во всех водоносных пластах устанавливается прямая корреляционная связь между напором верхнего пласта H_1 и напором рассматриваемого пласта H_2, а также между напором нижнего пласта H_3 и напором данного пласта H_2 в виде уравнений прямых

$$H_1 = \xi_1' H_2 + \alpha_1; \; H_3 = \xi_2' H_2 + \beta_1, \qquad \text{(IV.50)}$$

где ξ_1', ξ_2' — постоянные коэффициенты уравнений прямой; α_1, β_1 — отрезки на осях H_1, H_3, отсекаемые прямыми линиями при $H_2 = 0$.

С учетом (IV.50) уравнение (IV.49) перепишем в виде

$$\frac{\partial H_2}{\partial t} = \zeta_1 + [c_1'(\xi_1' - 1) + c_2'(\xi_2' - 1)]H_2 + (\alpha_1 c_1' + \beta_1 c_2'), \qquad \text{(IV.51)}$$

где

$$c_1' = \frac{k_{02}}{\mu_2^* m_{02}}, \quad 1/\text{сут}; \quad c_2' = \frac{k_{03}}{\mu_2^* m_{03}}, \quad 1/\text{сут};$$

$$\zeta_1 = -\frac{1}{\mu_2^*}\frac{\partial q}{\partial x}, \quad \text{м/сут}.$$

Заметим, что величины, стоящие в квадратных и круглых скобках, являются постоянными.

Интегрирование выражения (IV.51) по H_2 в пределах от H_{21} до H_{22} и по t в пределах от t_1 до t_2 с применением теоремы о среднем значении для $x = \text{const}$ дает

$$\ln\frac{H_{22}}{H_{21}} = \left[(\xi_1' - 1) + \alpha_1\left(\frac{1}{H_2}\right)_{\text{ср}}\right]\Delta t c_1' + \left[(\xi_2' - 1) + \beta_1\left(\frac{1}{H_2}\right)_{\text{ср}}\right]\Delta t c_2' + \Delta t\left(\frac{\zeta_1}{H_2}\right)_{\text{ср}}, \qquad \text{(IV.52)}$$

где $\left(\frac{1}{H_2}\right)_{ср}$ — среднее значение функции $\left(\frac{1}{H_2}\right)$ за время (t_2-t_1), принимаемое равным средневзвешенному по времени значению этой величины; $\Delta t = t_2-t_1$; H_{21}, H_{22} — напоры вод во втором пласте в моменты времени t_1 и t_2.

При этом интегрировании принято $\zeta = \text{const}$, что вполне допустимо для небольших промежутков времени (t_2-t_1), в течение которых приток напорных вод за вычетом оттока $(-dq)$ за единицу времени в горизонтальном направлении изменяется весьма незначительно.

Обозначив

$$\left[(\xi_1'-1)+\alpha_1\left(\frac{1}{H_2}\right)_{ср}\right]\Delta t = a_1;\quad \left[(\xi_2'-1)+\beta_1\left(\frac{1}{H_2}\right)_{ср}\right]\Delta t = a_2;$$

$$\Delta t = a_3;\quad c_1' = x_1,\quad c_2' = x_2;$$

$$\left(\frac{\zeta_1}{H_2}\right)_{ср} = \zeta_1\left(\frac{1}{H_2}\right)_{ср} = x_3;\quad \ln\frac{H_{22}}{H_{21}} = b_1,$$

вместо уравнения (IV.52) получим

$$a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 = b_1. \tag{IV.53}$$

Взяв значения H_{22}' и H_{21} соответственно для моментов времени t_2' и t_1, H_{22}'' и H_{21} — для момента времени t_2'' и t_1, можно для этих пар моментов времени написать два аналогичных уравнения с тремя неизвестными

$$\left.\begin{aligned} a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 &= b_2 \\ a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3 &= b_3 \end{aligned}\right\}. \tag{IV.54}$$

Аналогично этому перепишем уравнение (IV.53) в виде

$$a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 = b_1. \tag{IV.55}$$

В системах уравнений (IV.54), (IV.55) коэффициенты a_{11}, a_{12}, a_{13}, a_{21}, a_{22}, a_{23}, a_{31}, a_{32}, a_{33} всегда известны, они зависят от продолжительности промежутков времени Δt, обратной величины уровня $\left(\frac{1}{H_2}\right)$, а также параметров уравнений связи α, β, ξ, причем первые цифры индексов при коэффициенте a, т. е. 1, 2, 3, отвечают расчетным промежуткам времени t_2-t_1, $t_2'-t_1$ и $t_2''-t_1$, а вторые цифры (1, 2, 3) — различным смысловым значениям этого коэффициента.

Свободные члены уравнений b_1, b_2, b_3 зависят от начального H_{21} и конечных значений уровней H_{22}, H_{22}' H_{22}'' или напоров воды в основном (втором) водоносном пласте, соответственно взятых в моменты времени t_2, t_2' и t_2''.

Расчетная формула (IV.52) отвечает лишь выбранному сечению напорного потока x, в котором должна находиться группа или куст наблюдательных скважин, пройденных на разные водоносные горизонты.

Для решения системы уравнений (IV.54), (IV.55) применяем определители (детерминанты).

Так, например,

$$x_1 = \frac{D_{x_1}}{D};\quad x_2 = \frac{D_{x_2}}{D};\quad x_3 = \frac{D_{x_3}}{D}, \tag{IV.56}$$

где D — определитель третьего порядка, равный

$$D = a_{11}a_{12}a_{33} + a_{12}a_{23}a_{31} + a_{13}a_{21}a_{32} - a_{13}a_{22}a_{31} - a_{11}a_{23}a_{32} - a_{12}a_{21}a_{33}.$$

Аналогично этому имеем:

$$D_{x_1} = b_1a_{22}a_{33} + a_{12}a_{23}b_3 + a_{13}b_2a_{32} - a_{13}a_{22}b_3 - b_1a_{23}a_{32} - a_{12}b_2a_{33};$$

$$D_{x_2} = a_{11}b_2a_{33} + b_1a_{23}a_{31} + a_{13}a_{21}b_3 - a_{13}b_2a_{31} - a_{11}a_{23}b_3 - b_1a_{21}a_{33};$$

$$D_{x_3} = a_{11}a_{22}b_3 + a_{12}b_2a_{31} + b_1a_{21}a_{32} - b_1a_{22}a_{31} - a_{11}b_2a_{32} - a_{12}a_{21}b_3.$$

Таким образом, имея куст наблюдательных скважин на разные водоносные горизонты, для каждого из них рассмотренным способом можно определить неизвестные величины

$$x_1 = c_1' = \frac{k_{02}}{\mu_2^* m_{02}},$$

$$x_2 = c_2' = \frac{k_{03}}{\mu_2^* m_{03}}; \quad x_3 = -\left(\frac{1}{\mu_2^*}\frac{\partial q}{\partial x}\right)\left(\frac{1}{H_2}\right)_{ср}.$$

Исходя из этих величин, легко найти отношения коэффициентов фильтрации пород раздельных слоев и отношения коэффициентов упругой водоотдачи пород разных водоносных горизонтов.

Так как для пород первого раздельного слоя, подстилающего грунтовые воды, параметр c и коэффициент фильтрации в вертикальном направлении k_0 определяются по способам, изложенным выше, то с учетом рассмотренного метода мы можем найти коэффициенты фильтрации пород всех других раздельных слоев.

Значения упругой водоотдачи пород μ^* для верхнего межпластового водоносного горизонта находится по (IV.46) и (IV.48), если поток напорных вод является полуограниченным.

Кроме этих способов целесообразно воспользоваться данными опытной откачки, например, из верхнего водоносного горизонта, по которым общеизвестными способами (см., например, Ф. М. Бочевер и др., 1969 г.) вычисляются коэффициент фильтрации k и коэффициент упругой водоотдачи водоносных пород μ^*, а также их пьезопроводность $a^* = \frac{km}{\mu^*}$ для данного горизонта.

Можно также воспользоваться литературными данными о значении коэффициента упругоемкости $\beta^* = n\beta_ж + \beta_c$, с учетом литологии пород и пористости n.

Здесь $\beta_ж$ — коэффициент объемной упругости пластовых вод, по В. Н. Щелкачеву, равный $(2{,}7 \div 5)10^{-5}$ 1/кгс/см^2; β_c — коэффициент объемной упругости пористой среды (скелета пород пласта), находящийся в пределах $(0{,}3 \div 2) \times 10^{-5}$ 1/кгс/см^2, округленно равный 10^{-5} 1/кгс/см^2.

По В. Н. Щелкачеву, коэффициент упругоемкости (изменения упругого запаса жидкости в единице объема пласта) при изменении пластового давления на 1 кгс/см^2 для известняков при пористости $n = 2\%$ $\beta^* = 1{,}06 \times 10^{-5}$ 1/кгс/см^2 $= 1{,}06 \cdot 10^{-6}$ 1/м.

При значении пористости $n = 0{,}20$ $\beta^* = 1{,}6 \cdot 10^{-5}$ 1/кгс/см^2.

Зная величину β^*, легко найти коэффициент упругой водоотдачи по формуле

$$\mu^* = \gamma m \beta^*, \tag{IV.57}$$

где γ — объемная масса воды, принимаемая за единицу; m — мощность водоносного пласта, м.

Определение интенсивности питания и других элементов баланса грунтовых вод

Эта задача решается в такой последовательности.

1. Годовой график колебания уровня грунтовых вод разбивается на отрезки между отчетливо выраженными экстремальными значениями уровня. При этом небольшие изменения уровня, обусловленные влиянием атмосферного давления (величиной менее 5—10 см с различными знаками) во внимание не принимаются (рис. 22).

2. В каждый момент отчетливо выраженных максимумов или минимумов уровня помещается начало координат ΔH, t, от которого ведется отсчет изменений уровня и времени. Если условие (IV.7) не выполняется, то применяют метод

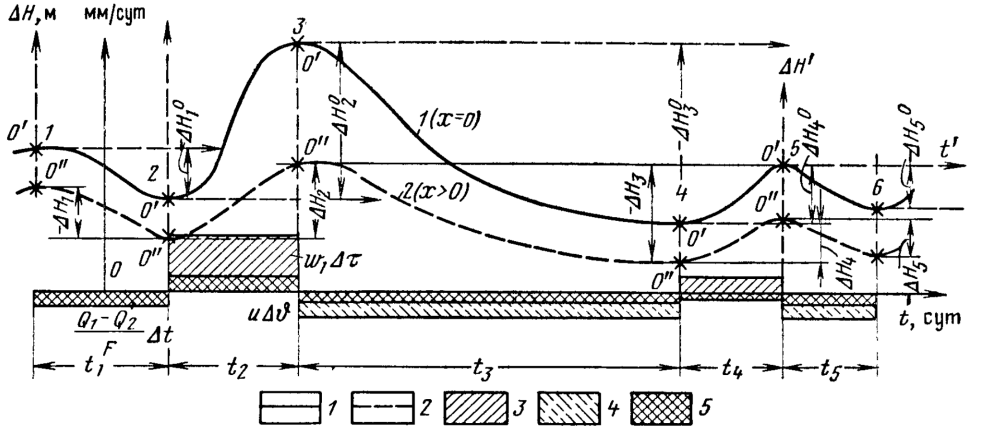


Рис. 22. Расчленение годового цикла колебания уровня грунтовых вод на расчетные периоды и динамика элементов баланса грунтовых вод.

Графики колебания уровня: *1* — в начальном ($x = 0$) сечении, *2* — в расчетном ($x > 0$) сечении; элементы баланса: *3* — инфильтрация осадков, достающих грунтовые воды, *4* — испарение грунтовых вод, *5* — разность между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении

сложения течений, и начало координат помещается в тот последний момент экстремального значения уровня, который отвечал окончанию установившегося движения грунтовых вод.

3. Результаты наблюдения за колебанием уровня грунтовых вод сводят в расчетную таблицу.

4. В зависимости от выбранной для расчета схемы движения грунтовых вод применяют одну из ранее рассмотренных формул — (IV.6), (IV.8) —(IV.12). Расчет питания грунтовых вод выполняют отдельно для каждого подъема или спада уровня (между смежными экстремумами).

Положительные значения величины w указывают на имеющую место инфильтрацию осадков или поливных вод, достигающих зеркала грунтовых вод w_1, отрицательные значения — на расход этих вод на испарение (или передвижение влаги в зону аэрации) — u.

Основное уравнение баланса грунтовых вод в отсутствие их перетекания в подстилающие водоносные пласты пород для горизонтальной площадки размером F, вместо (IV.1) можно записать в виде

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + w_1 \Delta \tau - u \Delta \upsilon, \qquad \text{(IV.58)}$$

где $w\Delta t = wt = w_1\Delta\tau - u\Delta\vartheta$ — величина питания грунтовых вод сверху за время $t = \Delta t = \Delta\tau + \Delta\vartheta$; ΔH — усредненное для расчетного элемента изменение уровня грунтовой воды, равное $\frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{2}$ (здесь ΔH_1, ΔH_2 — изменения уровня воды за время t в скв. 1 и 2).

Из (IV.58) находим разность между притоком Q_1 и оттоком Q_2 грунтовых вод, соответственно поступающих и оттекающих с расчетной площади F, в виде

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t = \mu\Delta H - wt. \qquad \text{(IV.58а)}$$

Положительное значение этой разности выражает расходование части притекающих грунтовых вод на аккумуляцию их в данном элементе потока площадью F, сопровождаемую повышением уровня воды, или расход этих вод на суммарное испарение или передвижение влаги в зону аэрации при неизменном или понижающемся уровне. Отрицательное значение той же разницы будет указывать на формирование на данной площади подземного стока. Абсолютное значение такой разности выражает собой местное пополнение подземного стока, происходящее за счет инфильтрации осадков, поливных вод или за счет сработки статических запасов грунтовых вод. В последнем случае будет отмечаться понижение уровня вод.

Кроме вышеуказанных исходных данных о колебании уровня вод ΔH, ΔH^0 для расчета wt используются ранее вычисленные параметры: коэффициент уровнепроводности грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$; водоотдача пород или недостаток их насыщения в зоне колебания подпертой капиллярной каймы и уровня воды μ; расстояние x от расчетной скважины до начального сечения потока и расчетное время t.

Таким образом, в данной методике мы широко применяем метод последовательной смены режимов движения вод во времени — установившегося — неустановившимся и последнее снова установившимся. Только в случаях применения способа сложения течений длительные колебания уровня принимаем за один непрерывный неустановившийся процесс.

Как уже было указано, такой кусочно-непрерывный метод мы применяем и в отношении пространственной координаты x.

После расчета величины питания грунтовых вод сверху wt, а также разности $\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t$ для двух данных скважин (1, 2), из которых первая приходится на начальное сечение ($x = 0$), а вторая — на расчетное сечение (x), переходим к расчету тех же элементов баланса грунтовых вод на следующем против течения участке створа (скв. 2, 3, рис. 23). При этом за начальное сечение потока на втором расчетном участке створа принимаем скв. 2, находящуюся ниже скв. 3 по потоку.

Возможность применения такого метода расчета питания грунтовых вод wt по каждому участку двух смежных скважин была нами проанализирована ранее (Лебедев, Ярцева, 1967). Из этого анализа следует, что рассматриваемый метод вполне правомерен при уточнении каждый раз (на каждом расчетном участке) момента начала отсчета времени $t = 0$, по данным фактических колебаний уровня в нижней по потоку скважине. Если накануне подъема уровня в каждом расчетном сечении потока уровни воды находились на одних высотах длительное время, что характеризует установившееся движение, часто наблюдаемое вдали от рек, то необходимость в расчете погрешности, возникающей

от принятия нижней скважины за границу потока, вообще отпадает. Вопрос о выборе начального сечения потока, который имеет весьма важное значение в расчетах питания, был нами затронут выше.

Применение аналитического метода для расчета питания грунтовых вод имеет еще и то преимущество, что створы наблюдательных скважин могут отклоняться от направления движения подземных вод в плане. Для таких условий вместо коэффициента уровнепроводности $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, м²/сут, удобно пользоваться безразмерным критерием Фурье $Fo = \frac{at}{x^2}$.

Так, определив из (IV.30) $R(\lambda)$ и из прил. 1 величину λ, находим

$$Fo = \frac{1}{4\lambda^2}. \qquad (IV.59)$$

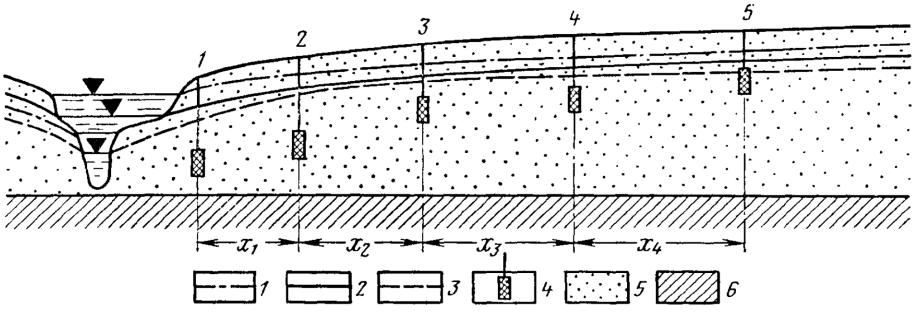


Рис. 23. Расчетный створ наблюдательных скважин, расположенных по потоку вод.
Уровни грунтовых вод: *1* — максимальный, *2* — средний, *3* — минимальный, *4* — наблюдательная скважина; *5* — водоносная порода, *6* — водоупор

Причем кратчайшее расстояние между линиями равного напора, на которых располагаются расчетные скважины (например, 1 и 2), равное x, может оставаться неизвестным.

Чтобы использовать этот параметр (критерий Фурье) для решения дальнейшей задачи — определения питания грунтовых вод по колебанию уровня на створе скважин, не совпадающем с направлением потока, для заданного времени t_1 находим

$$Fo_1 = \frac{t_1}{t} Fo. \qquad (IV.60)$$

где Fo — критерий Фурье, полученный при первоначальном расчете этого параметра по данным изменений уровня за время t по скв. 1 и 2, отстоящим друг от друга на расстоянии x'; Fo_1 — критерий Фурье для заданного времени t_1 и прежнего расстояния x между линиями равного напора, проходящими через скв. 1 и 2.

Если пользоваться тем же начальным критерием Фурье $Fo = \frac{at}{x^2}$ при расчете питания грунтовых вод сверху на любом другом участке того же прямолинейного створа с расстоянием между скважинами x'' и для времени t_1, то необходимо предварительно вычислить соответствующее значение критерия по формуле

$$Fo_1 = \frac{t_1}{t}\left(\frac{x'}{x''}\right)^2 Fo, \qquad (IV.61)$$

где обозначения прежние.

Для расчета величины R (λ_1) предварительно находят

$$\lambda_1 = \frac{1}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}} \qquad \text{(IV.62)}$$

и используют прил. 1.

Рассмотрим особенности расчета и интерпретации величины питания грунтовых вод для различных схем движения этих вод (см. рис. 12, 23).

1. Для неограниченного потока используют формулу (IV.4а). В период осенне-зимнего снижения уровня грунтовых вод в лесной и лесостепной зонах при малых (менее 2—3 м) глубинах до воды величины питания wt отрицательная. Это указывает на дистилляцию грунтовых вод или на пленочно-капиллярный ток влаги в зону аэрации к слою сезонного промерзания. Весенний и осенний подъемы уровня указывают на инфильтрацию атмосферных осадков. Летнее снижение уровня сопровождается испарением грунтовых вод, величина которого согласно (IV.4а) пропорциональна величине понижения уровня $-\Delta H$.

При глубинах до воды более 3 $\div$ 4 м осенне-зимнее снижение уровня чаще всего обусловливается подземным стоком, вследствие чего уже не соблюдаются условия неограниченности потока. Поэтому в этих условиях крайне необходимо иметь не менее двух наблюдательных скважин в створе по потоку. Для расчета величины питания грунтовых вод wt более обоснованно применить (IV.6).

Если в распоряжении исследователя имеются экспериментальные данные, например лизиметрические наблюдения, указывающие на отсутствие питания грунтовых вод сверху осенью и зимой, то осенне-зимнее снижение уровня на величину $\Delta H_з$ непосредственно используется для определения разности между притоком и оттоком этих вод на участке расположения наблюдательной скважины. При этом

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t = \mu\,\Delta H_з, \qquad \text{(IV.63)}$$

где обозначения прежние.

Весенний и осенний подъемы уровня грунтовых вод в условиях глубокого их залегания при сохранении условий неограниченности потока также используются для определения положительного питания сверху непосредственно по (IV.4а).

Продолжительное снижение уровня грунтовых вод после весеннего максимума (вторая половина весны, летом и частично осенью) в условиях глубокого залегания грунтовых вод, исключающего расход их на испарение, аналогично осеннему спаду уровня и указывает на местный подземный сток. Величина последнего также определяется по (IV.63), где вместо $\Delta H_з$ учитывается $\Delta H_п$ (летнее снижение уровня). При этом величина $\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t$ отрицательная и выражает собой слой воды, вытекшей из данного элемента потока F за вычетом слоя воды, притекшей в тот же элемент.

Таким образом, при глубинах до воды более 3 $\div$ 4 м условия неограниченности потока соблюдаются лишь в периоды непрерывных и значительных по величине подъемов уровня. Эти условия существенно нарушаются в периоды продолжительного спада уровня.

2. Для полуограниченного потока используется формула (IV.6).

Обычно в периоды спада уровня грунтовых вод отмечается расход их на испарение, включающее восходящий ток влаги в зону аэрации; в периоды подъема уровня происходит инфильтрация атмосферных осадков.

Однако такая закономерность нарушается в условиях весьма высоких подъемов или больших спадов уровня на границе потока (когда $\Delta H^0 \gg \Delta H$ или $|\Delta H^0| \gg |\Delta H|$), что наблюдается, например, при кратковременных и больших паводках в реке и расположении наблюдательных скважин в прибрежной зоне.

При удалении наблюдательной скв. 2 от границы потока или от скв. 1 (при $x = 0$) на расстояние

$$x \geqslant (4 \div 5)\sqrt{at} \tag{IV.64}$$

вместо (IV.6) можно применять формулу

$$wt = \mu \Delta H_2, \tag{IV.65}$$

где wt — усредненное на расстоянии x питание грунтовых вод сверху (между скв. 1—2); ΔH_2 — изменение уровня грунтовых вод в скв. 2 за время t.

Если усредненное изменение уровня грунтовых вод $\Delta H_{ср}$ на том же створе принять равным $\Delta H_{ср} = \frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{2}$, где ΔH_1 — изменение уровня грунтовых вод в скв. 1 за время t, то разность между притоком и оттоком грунтовых вод на участке x будет составлять

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t = \mu \frac{\Delta H_1 - \Delta H_2}{2}. \tag{IV.66}$$

Расчет по (IV.65) и (IV.66) основных элементов баланса позволяет составить его в весьма элементарной форме — в виде усредненных величин инфильтрации и местного пополнения подземного стока для больших расстояний x. Приближенность этого метода связана с элементарностью усреднения исходных данных ΔH из-за отсутствия промежуточных (на пути x) наблюдательных скважин.

3. Для ограниченных (коротких) потоков применяются формулы (IV.9)—(IV.12), различающиеся характером граничных условий.

В условиях междуречий или водораздельных пространств, на которых четко устанавливается водораздел грунтовых вод, первая наблюдательная скважина (при $x = 0$) желательна на месте этого водораздела. Вторая скважина размещается на расстоянии $l \approx \sqrt{at}$ от первой, что позволяет применить более простую формулу (IV.11) и получить наиболее достоверные результаты расчета.

Для каждого расчетного участка потока вычисленные элементы баланса грунтовых вод изображаются в виде диаграммы (см. рис. 22), по вертикальной оси которой отмечаются интенсивность величин питания (инфильтрации, испарения) грунтовых вод, местного пополнения подземного стока и колебание уровня этих вод.

При наличии перетекания грунтовых вод в подстилающий напорный водоносный горизонт применяются формулы для неограниченного в плане потока — (IV.16) и для полуограниченного потока — (IV.28). Неизвестной в указанных формулах является интенсивность питания грунтовых вод сверху. До применения этих формул должны быть определены параметры $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, μ и колебание уровня воды Δh (в скважине неограниченного потока), то же в скважине на расстоянии x от начального сечения $x = 0$ и в этом сечении $\Delta h^0 = bt$ (для полуограниченного потока).

До применения всех рассмотренных выше формул должны быть выбраны по данным разведочного бурения и годичного цикла предварительных наблюдений за режимом грунтовых и напорных вод соответствующие расчетные схемы формирования режима и баланса подземных вод.

Главный вопрос о том, существует ли перетекание вод из одних водоносных горизонтов в другие, должен решаться на основе совместного рассмотрения для этих горизонтов (грунтовых и напорных вод) соотношения по вертикали напоров, графиков колебания уровней воды во времени t и, наконец, после определения параметров $c = \frac{k_0}{\mu m_0}$, k_0 для раздельных слоев пород, которые совместно с данными напоров вод позволят количественно оценить величину их перетекания. Для последнего расчета удобны формулы (IV.17)—(IV.20).

Если величина интенсивности перетекания вод составляет менее 5—10% интенсивности питания грунтовых вод сверху, то перетеканием этих вод в подстилающий водоносный горизонт можно пренебречь.

По указанным формулам для соответствующих расчетных схем и каждого расчетного периода t вначале вычисляется дополнительное питание грунтовых вод сверху за единицу времени $\Delta w = w - w_e$ [например, по (IV.16)], затем размер средней интенсивности дополнительного перетекания ε [по формуле (IV.17)] и после этого — объем суммарного перетекания по (IV.20). Величина интенсивности первоначального перетекания ε_e устанавливается по (IV.18), причем падение напора по вертикали Δh (при переходе от грунтовых вод к напорным) принимается по данным замера уровней тех и других вод накануне их изменения, т. е. при $t = 0$.

При наличии перетекания грунтовых вод в напорный поток ($V_в > 0$) или обратном движении напорных вод в грунтовый поток ($V_в < 0$) баланс грунтовых вод будет представлен в виде

$$\mu \Delta H_{ср} = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + w \Delta t - \varepsilon \Delta t, \qquad \text{(IV.67)}$$

где $\Delta t = t$ — расчетный промежуток времени; $w \Delta t$, $\varepsilon \Delta t$ — соответственно величины питания грунтовых вод сверху и перетекания этих вод вниз. Отрицательные значения величины $\varepsilon \Delta t$ указывают на пополнение грунтовых вод за счет перетекания вверх подстилающих напорных вод. Остальные обозначения прежние.

Баланс напорных вод какого-либо водоносного горизонта выражается в виде

$$\mu^* \Delta H_н = \frac{Q_{1,н} - Q_{2,н}}{F} \Delta t + \varepsilon_1 \Delta t - \varepsilon_2 \Delta t, \qquad \text{(IV.68)}$$

где индекс «н» указывает на принадлежность данной величины к исследуемому напорному водоносному горизонту; ε_1, ε_2 — усредненные за время Δt соответственно интенсивность питания данного водоносного горизонта за счет перетекания в него сверху вышерасположенных вод и интенсивность перетекания вод того же горизонта в нижерасположенный по вертикали третий водоносный горизонт.

Величины $\varepsilon_1 \Delta t$, $\varepsilon_2 \Delta t$ подобно величине $w \Delta t$ рассчитываются по рассмотренным выше формулам, а величина разности между притоком и оттоком вод

в горизонтальном направлении $\frac{Q_{1,\text{н}}-Q_{2,\text{н}}}{F}\Delta t$ находится по разности между величиной изменения упругих запасов напорных вод $\mu^* \Delta H_{\text{н}}$ и алгебраической суммой известных членов правой части (IV.68).

МЕТОД КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЕЙ

Вследствие частой изменчивости фильтрационных свойств пород по разрезу и в плане, а также неравномерного по площади питания грунтовых вод сверху движение этих вод приобретает сложные формы. Таким формам часто сопутствуют пересеченность рельефа, смена литологии пород и растительности. При этом грунтовые потоки не имеют четко выраженных плановых границ. Вместе с этим предопределяющим фактором движения вод является поле изменчивых величин инфильтрации осадков, а также испарения с уровня грунтовых вод.

Для таких условий весьма пригодным является метод конечных разностей. Этот метод заменяет поле фильтрации системой правильных элементов потока (квадратов, многоугольников), для которых автономно определяются гидрогеологические параметры и составляются балансы грунтовых вод.

Метод конечных разностей позволяет рассматривать балансовые уравнения неустановившегося движения грунтовых вод для элемента потока в качестве расчетных формул, выраженных относительно величин питания грунтовых вод $w\,\Delta t$ или местного пополнения подземного стока $\frac{Q_2-Q_1}{F}$.

Рассматриваемый метод базируется на замене частных дифференциалов искомой функции конечными приращениями ее по времени t и по координатам x, y.

Среди большого разнообразия форм конечно-разностных уравнений выделяются классические явные и неявные. Каждой схеме построения таких уравнений или комбинаций из них отвечает определенная погрешность аппроксимации дифференциальных уравнений.

Для явных схем конечно-разностных уравнений имеется ограничение в выборе отрезков расстояния Δx между расчетными сечениями — скважинами. Схемы неявных разностных уравнений таких ограничений не содержат. Решение последних уравнений (например, при расчете колебания уровня воды во времени и в пространстве) всегда устойчиво.

Применительно к однородному одномерному грунтовому потоку наиболее общим и оптимальным является семейство систем разностных уравнений, полученных из явных и неявных систем с учетом их веса:

$$H_{n,\,s+2}=H_{n,\,s}+\frac{2a\,\Delta t}{(\Delta x)^2}\left(\frac{H_{n-1,\,s+2}+H_{n+1,\,s+2}}{2}-H_{n,\,s+2}\right)\theta+$$

$$+\frac{2a\,\Delta t}{(\Delta x)^2}\left(\frac{H_{n-1,\,s}+H_{n+1,\,s}}{2}-H_{n,\,s}\right)(1-\theta)+\frac{w}{\mu}\Delta t, \qquad \text{(IV.69)}$$

где $H_{n,\,s+2}$; $H_{n,\,s}$ — уровни или напоры воды в средней скважине n на последующий (конечный) $s+2$ и на предыдущий (начальный) s моменты времени; $H_{n-1,\,s}$, $H_{n,\,s}$; $H_{n+1,\,s}$ — уровни или напоры воды на исходный (начальный) момент времени s, соответственно в первой $n-1$, второй — средней n и третьей $n+1$ скважинах; $H_{n-1,\,s+2}$; $H_{n,\,s+2}$; $H_{n+1,\,s+2}$ — уровни или напоры воды в тех же скважинах, но на конечный $s+2$ момент времени; $a=\frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$ — коэф-

фициент уровнепроводности грунтового потока; Δx — отрезок расстояния, на которое удалены друг от друга скважины; Δt — расчетный промежуток времени; θ — мера веса для уровней воды, наблюдавшихся в конечный $(s+2)$ момент времени, принятых в расчет; w — интенсивность питания грунтовых вод сверху; μ — водоотдача пород.

Условием устойчивости такого семейства конечно-разностных уравнений является соотношение

$$\sigma = \frac{2a\,\Delta t}{(\Delta x)^2} \leqslant \frac{1}{1-2\theta} \qquad \text{(IV.70)}$$

при $0 \leqslant \theta < \frac{1}{2}$.

Для $\theta = 0$ из (IV.69) получается явное уравнение; для $\theta = 1$ — неявное уравнение, всегда обеспечивающее устойчивость численного решения.

При $\frac{1}{2} \leqslant \theta \leqslant 1$ величина σ берется без ограничений. Для $\theta = \frac{1}{2}$ и при изменении уровня грунтовых вод, пропорциональном времени, из (IV.69) получаем

$$w = \mu \frac{H_{n,\,s+2} - H_{n,\,s}}{\Delta t} - \frac{\mu a}{(\Delta x)^2}\,(H_{n-1,\,s+1} + H_{n+1,\,s+1} - 2H_{n,\,s+1}), \qquad \text{(IV.71)}$$

где $H_{n-1,\,s+1}$, $H_{n,\,s+1}$, $H_{n+1,\,s+1}$ — уровни или напоры воды на средний $s+1$ момент промежутка времени Δt соответственно в верхней $n-1$, средней n и нижней $n+1$ по потоку скважинах.

Это уравнение является неявным и безусловно устойчивым, его мы применяем для расчета интенсивности питания грунтовых вод (Лебедев, 1951, 1963 и другие).

Если исходить из допустимой погрешности расчета величины питания грунтовых вод 0,1 мм/сут, что вполне приемлемо для практики, то критерием возможности использования линейных уравнений неустановившегося движения в конечных разностях будет соблюдение неравенства (Лебедев, 1961)

$$|(h'_{\text{ср}} - h_3)\,I_1 - (h''_{\text{ср}} - h_1)\,I_2| \leqslant 3 \cdot 10^{-4}\,\frac{l_{\text{ср}}}{k}, \qquad \text{(IV.72)}$$

где I_1, I_2 — уклоны грунтового потока в данный момент времени t соответственно между первой и второй, второй и третьей скважинами; $l_{\text{ср}}$ — полусумма расстояний между первой и второй (l_1), между второй и третьей (l_2) скважинами; $h'_{\text{ср}}$ — средняя мощность потока между двумя первыми скважинами; $h''_{\text{ср}}$ — то же, между двумя последними скважинами; k — коэффициент фильтрации пород водоносного слоя; h_1 и h_3 — мощности потока в первой и третьей скважинах.

При пользовании (IV.72) средняя мощность потока равна $h_{\text{ср}} = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{3}$. Если усреднение производить более точно в виде $h_{\text{ср}} = \frac{h_1 + 2h_2 + h_3}{4}$, то вместо (IV.72) будет действительно

$$|(h_1 - h_3)\,(I_1 + I_2)| \leqslant 4 \cdot 10^{-4}\,\frac{l_{\text{ср}}}{k}. \qquad \text{(IV.73)}$$

Так как замеры уровня воды производятся обычно через равное число дней, например 10 раз в месяц, то при необходимости получить усредненную за длительное время величину питания грунтовых вод можно воспользоваться

усредненными за то же время замерами глубин до воды и использовать формулу для одномерного потока в виде

$$w_{ср} = \mu \frac{\Delta z_2}{\Delta t} - \frac{\mu a}{l_{ср}} \left(\frac{z_{2,\,ср} - z_{1,\,ср} + \delta H_{1-2}}{l_1} - \frac{z_{3,\,ср} - z_{2,\,ср} + \delta H_{2-3}}{l_2} \right), \qquad (IV.74)$$

где $\Delta z_2 = z_н - z_к = \Delta H_2$ — изменение уровня грунтовых вод в скв. 2 за время Δt (здесь $z_н$, $z_к$ — начальная и конечная глубины до воды в той же скважине); $z_{1,\,ср}$, $z_{2,\,ср}$, $z_{3,\,ср}$ — усредненные за расчетное время глубины до воды в скв. 1, 2 и 3; $\delta H_{1-2} = H_{пз\,1} - H_{пз\,2}$ — разность отметок поверхности земли около первой ($H_{пз\,1}$) и второй ($H_{пз\,2}$) скважин; $\delta H_{2-3} = H_{пз\,2} - H_{пз\,3}$ — разность отметок поверхности земли около второй и третьей скважин.

При анализе режима грунтовых вод в элементе потока рассчитывается величина их питания $w\,\Delta t$ для конкретного промежутка времени Δt, исходя из известных величин напоров воды и параметров грунтового потока, в трех или более скважинах. Такая задача относится к категории обратных задач. Поэтому при пользовании методом конечных разностей в данных условиях применяют уравнения типа (IV.71), которые наиболее полно отражают конкретные гидрогеологические условия. Рассмотрим ниже гидрогеологический аспект метода конечных разностей.

Определение интенсивности питания грунтовых вод при различных условиях их движения

Гидрогеологическая сущность рассматриваемого метода заключается в составлении баланса грунтовых вод для элемента потока (рис. 24), ограниченного с боков средними сечениями M и N, приведенными между скважинами $n-1$, n и n, $n+1$; сверху — средним за время Δt положением подпертой капиллярной каймы (расположенной над соответствующим уровнем воды) и снизу — водоупорным ложем. Этот баланс составляется для каждого расчетного промежутка времени Δt. Расчетный створ наблюдательных скважин должен совпадать с направлением потока вод (рис. 25).

Разделение годового цикла на расчетные промежутки времени Δt производится по данным фактических колебаний уровня воды в средней скважине n (рис. 26). Каждому расчетному промежутку времени Δt в этой скважине отвечает монотонное изменение уровня — подъем, спад или стабильное положение. Затяжные периоды спада или подъема уровня, в свою очередь, делятся на более мелкие промежутки времени, в течение которых сохраняется та или иная интенсивность изменения уровня. В течение года может быть выделено до 10—12 расчетных промежутков времени. Обычно перед расчетом сопоставляются между собой графики колебания уровня по всем расчетным скважинам. Из всего разнообразия сроков начала и окончания промежутков Δt выбирают наиболее часто встречающиеся с характерными датами наступления минимумов и максимумов стояния грунтовых вод. За Δt удобно принимать средний календарный месяц — 30 сут. В отсутствие перетекания грунтовых вод $\varepsilon = 0$ в подстилающие напорные водоносные горизонты вместо (II.3) для элемента потока действительно

$$\mu\,\Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F}\,\Delta t + w\,\Delta t. \qquad (IV.75)$$

Это балансовое уравнение также представлено в конечных разностях ($\Delta x = F$ для одномерного потока). Здесь $\Delta H = H_{2,\,s+2} - H_{2,\,s}$ — изменение уровня грунтовых вод на площади F за промежуток времени Δt; Q_1 и Q_2 — приток

и отток грунтовых вод в единицу времени соответственно поступающей и оттекающей воды с площади F; остальные обозначения прежние.

Указанные расходы воды принимаются средними на границах элемента потока за данный промежуток Δt. Это условие выполняется, если распределе-

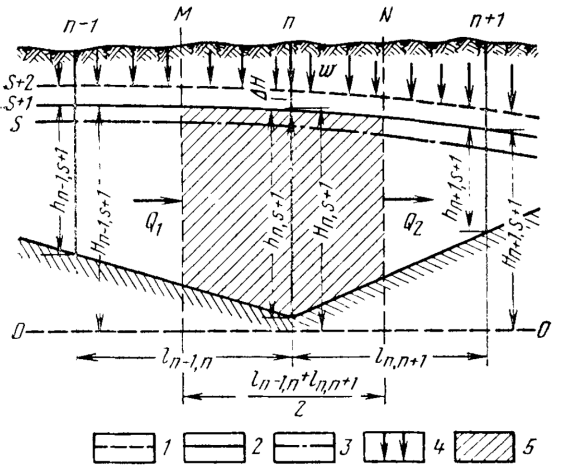


Рис. 24. Створ из трех наблюдательных скважин в одномерном потоке при наклонном водоупоре.

1 — уровень грунтовых вод на конечный момент времени $(s + 2)$ промежутка Δt; *2* — то же, на средний $(s + 1)$ момент; *3* — то же, в начальный (s) момент; *4* — интенсивность питания грунтовых вод; *5* — расчетный балансовый элемент потока

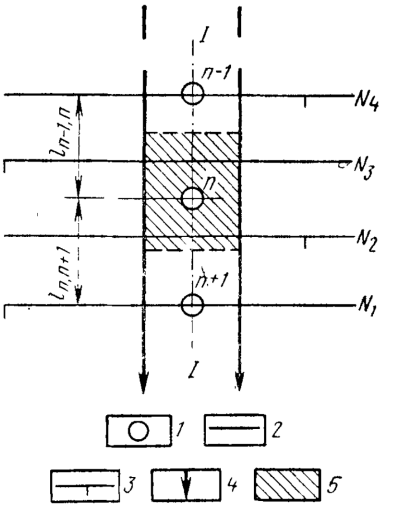


Рис. 25. Створ наблюдательных скважин при одномерном потоке.

1 — наблюдательная скважина; *2* — створ наблюдательных скважин; *3* — гидроизогипсы; *4* — линии тока; *5* — элемент грунтового потока

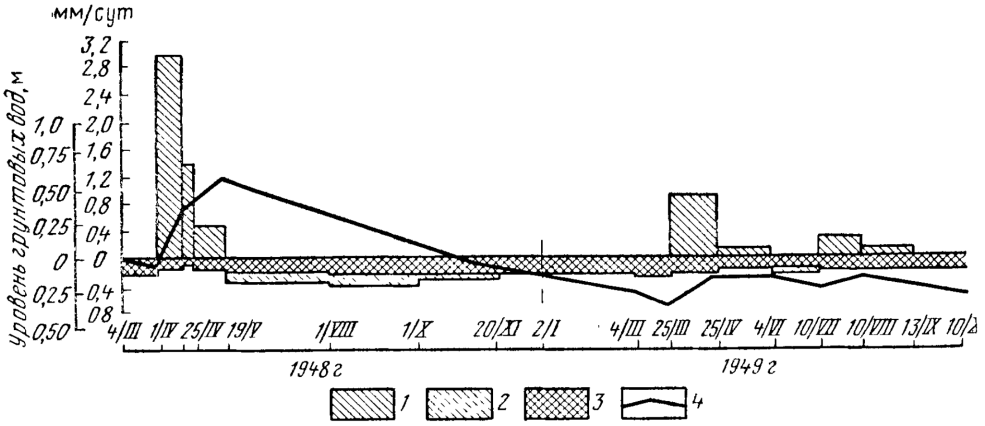


Рис. 26. График динамики элементов баланса грунтовых вод на расчетном участке.

1 — инфильтрация атмосферных осадков до уровня грунтовых вод; *2* — испарение этих вод; *3* — разность между боковыми притоком и оттоком грунтовых вод; *4* — график колебания уровня грунтовых вод

ние напоров воды взять за средний $(s + 1)$ момент промежутка времени Δt [см. (IV.71)].

Так как расходы воды Q_1 и Q_2 вычисляются по формулам, отвечающим установившемуся движению, то возникает вопрос о правомерности заменять

таким путем неустановившееся движение серией установившихся (стационарных движений). С. Ф. Аверьянов (1956) выявил, что отношение χ расходов при неустановившемся $Q_{ну}$ и установившемся $Q_у$ режимах зависит от критерия Фурье $Fo = \frac{at}{x^2}$ (где a — коэффициент уровнепроводности, t — расчетное время, x — расстояние от границы потока до скважины). При $Fo > 0{,}80$ величина χ находится в пределах $1{,}00 < \chi < 1{,}10$. Отсюда следует, что в прибрежных зонах рек, каналов условием применения формул для установившегося движения, при котором погрешности расчета расхода будут менее 10%, является неравенство

$$x \leqslant 1{,}12\sqrt{at}. \qquad \text{(IV.76)}$$

При бо́льших расстояниях x необходимо в расчет величин $Q_у$ вводить поправки $\chi > 1{,}1$, зависящие от критерия Fo.

Вычисление расходов потока при различных схемах движения его вносит некоторое разнообразие в решение задач по анализу режима и баланса грунтовых вод.

Однородный водоносный пласт

Одномерный в плане поток встречается на междуречьях, дренируемых параллельно текущими реками, и в других местах. С боков элемент потока ограничивается параллельными плоскостями тока, отстоящими друг от друга (по ширине потока) на расстоянии 1 м. Расход потока в горизонтальном направлении принимается единичным, т. е. отнесенным к единице ширины. Изменение уровня грунтовых вод в элементе потока определяется по средней скважине n (см. рис. 24).

Для общего случая наклонного водоупора с учетом (IV.75) и выражений расходов воды для данных условий, по Г. Н. Каменскому (1943), для одномерного потока будем иметь

$$w = \mu \frac{H_{n,\,s+2} - H_{n,\,s}}{\Delta t} - \frac{2k}{l_{n-1,\,n} + l_{n,\,n+1}} \left(\frac{h_{n-1,\,s+1} + h_{n,\,s+1}}{2} \frac{H_{n-1,\,s+1} - H_{n,\,s+1}}{l_{n-1,\,n}} - \right.$$
$$\left. - \frac{h_{n,\,s+1} + h_{n+1,\,s+1}}{2} \frac{H_{n,\,s+1} - H_{n+1,\,s+1}}{l_{n,\,n+1}} \right), \qquad \text{(IV.77)}$$

где $h_{n-1,\,s+1}$, $h_{n,\,s+1}$, $h_{n+1,\,s+1}$ — мощности грунтового потока в скважинах $n-1$, n, $n+1$ на средний момент промежутка времени Δt; $l_{n-1,\,n} = l_1$; $l_{n,\,n+1} = l_2$ — расстояния между смежными скважинами $n-1$, n и n, $n+1$; k — коэффициент фильтрации водоносных пород.

Остальные обозначения прежние.

При горизонтальном водоупоре отсчет мощностей и напоров производится от водоупорного ложа потока (рис. 27). Поэтому при расчете интенсивности питания грунтовых вод при одномерном движении их действительно уравнение

$$w = \mu \frac{h_{n,\,s+2} - h_{n,\,s}}{\Delta t} - \frac{k}{l_{n-1,\,n} + l_{n,\,n+1}} \left(\frac{h^2_{n-1,\,s+1} - h^2_{n,\,s+1}}{l_{n-1,\,n}} - \frac{h^2_{n,\,s+1} - h^2_{n+1,\,s-1}}{l_{n,\,n+1}} \right), \qquad \text{(IV.78)}$$

где $h_{n,\,s+2}$, $h_{n,\,s}$ — мощность грунтового потока в средней скважине n на конечный $s+2$ и начальный s моменты времени; остальные обозначения прежние.

Уравнения (IV.77) и (IV.78) являются нелинейными, они применяются в общем случае, когда условия (IV.72), (IV.73) не соблюдаются. При соблюдении этих условий применяется линейное уравнение (IV.71).

Двухмерный в плане поток. Этот вид движения характеризуется тем, что линии тока располагаются в вертикальных плоскостях или криволинейных поверхностях, не параллельных между собой. Встречается он около излучин рек, каналов и других водотоков, водоемов с изогнутым в плане урезом воды.

При расположении наблюдательных скважин по правильной сетке квадратов с шагом Δl (рис. 28) интенсивность питания грунтовых вод в случае

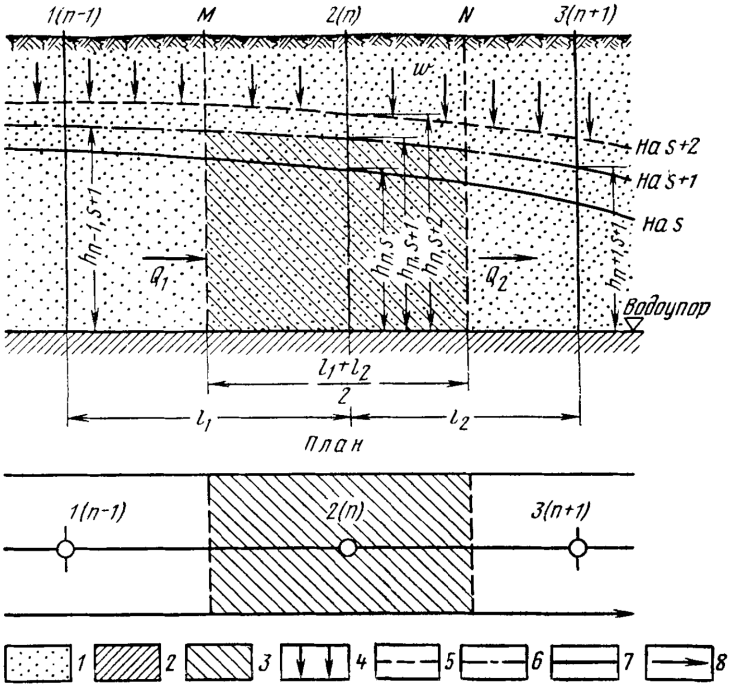


Рис. 27. Створ из трех наблюдательных скважин в одномерном потоке при горизонтальном водоупоре.

1 — песок; *2* — водоупорные породы; *3* — расчетный балансовый элемент потока; *4* — интенсивность питания грунтовых вод сверху; *5* — уровень грунтовых вод на конечный $s + 2$); *6* — то же, на средний $(s + 1)$; *7* — то же, на начальный (s) моменты промежутка времени Δt; *8* — линии тока

применимости линейных уравнений, по Г. Н. Каменскому (1953), определяется по формуле, которую удобно представить в виде

$$w = \mu \frac{\Delta H_n}{\Delta t} - \frac{k h_{ср}}{(\Delta l)^2} \left(\sum_1^4 H_j - 4H_n \right), \qquad \text{(IV.79)}$$

где $\Delta H_n = H_{n,i,s+2} - H_{n,i,s}$ — изменение уровня грунтовых вод в элементе потока n, i за время Δt (по центральной скважине); H_j — уровень грунтовых вод (его отметка или напор воды) в боковых скважинах j (1, 2, 3, 4 или n, $i + 1$; $n + 1$, i; n, $i-1$; $n-1$, i, см. рис. 28), взятый на средний $(s + 1)$ момент; H_n — уровень грунтовых вод (его отметка или напор воды) в центральной скважине n, i на средний $(s + 1)$ момент промежутка времени Δt; $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока. Остальные обозначения прежние.

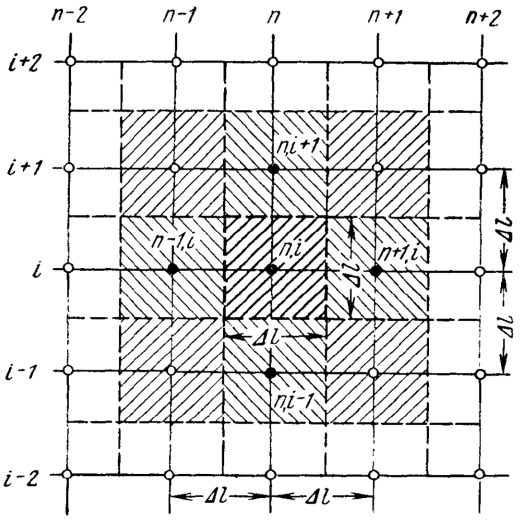


Рис. 28. Расположение наблюдательных скважин по сетке квадратов (заштрихованы элементы потока)

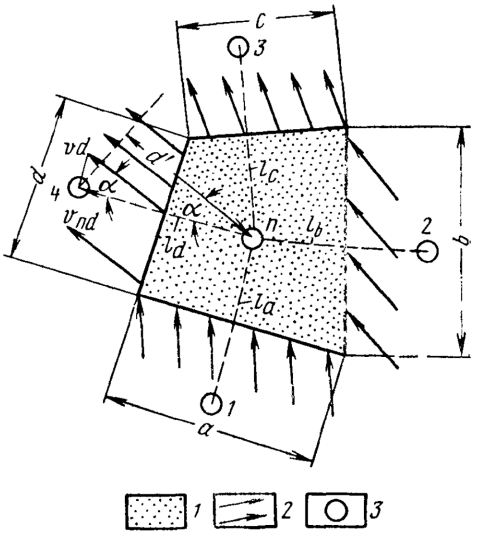


Рис. 29. Элемент грунтового потока при произвольном расположении наблюдательных скважин.

1 — элемент потока; *2* — линии тока; *3* — скважина

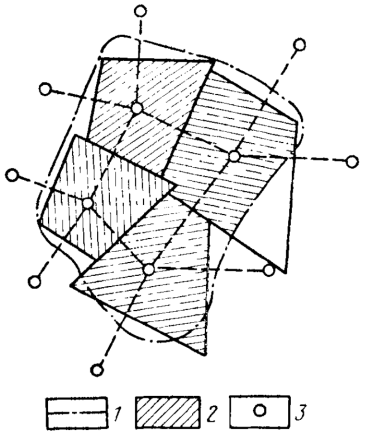


Рис. 30. Построение элементов потока в условиях произвольного расположения наблюдательных скважин на балансовом участке.

1 — граница балансового участка; *2* — элемент потока; *3* — наблюдательная скважина

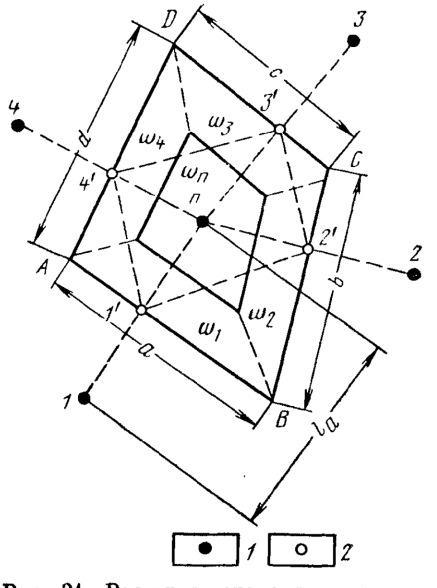


Рис. 31. Расчетная схема для определения усредненного по площади изменения уровня грунтовых вод в элементе потока.

1 — наблюдательная скважина; *2* — точка пересечения стороны элемента потока с перпендикулярной к ней линией, соединяющей боковую и центральную скважины

При расположении наблюдательных скважин не по сетке квадратов, а в виде произвольной группы так, что периферийные скважины находятся на огибающем контуре, близком к окружности (рис. 29), вначале выделяется расчетный элемент потока. Для этого все периферийные скважины соединяются с центральной прямыми линиями, которые делятся пополам. К серединам этих линий восстанавливаются перпендикуляры. Пересечение последних между собой образует многоугольник, ограничивающий расчетный элемент потока.

С учетом изменения мощностей потока при неустановившемся движении в общем случае для пяти скважин будем иметь расчетное уравнение в виде

$$w = \mu \frac{\Delta H_n}{\Delta t} - \frac{k}{2F}\left[a\frac{h_1+h_n}{l_a}(H_1-H_n)+b\frac{h_2+h_n}{l_b}(H_2-H_n)+\right.$$
$$\left.+c\frac{h_3+h_n}{l_c}(H_3-H_n)+d\frac{h_4+h_n}{l_d}(H_4-H_n)\right], \qquad \text{(IV.80)}$$

где F — площадь элемента потока, определяемая планиметрированием по чертежу крупного масштаба; h_n — мощность водоносного горизонта в центральной скважине n на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt; h_1, h_2, h_3, h_4 — мощности того же горизонта в боковых скв. 1, 2, 3 и 4 на тот же момент времени; H_n — уровень (отметка) или напор грунтового потока в центральной скважине n на средний $(s+1)$ момент промежутка времени; H_1, H_2, H_3, H_4 — уровни грунтовых вод в боковых скв. 1, 2, 3, 4 на тот же момент времени; a, b, c, d — длины сторон элемента потока; l_a, l_b, l_c, l_d — расстояния между центральной n и боковыми скв. 1, 2, 3, 4.

Уравнение (IV.79) связано с усреднением мощности потока, а (IV.80) является нелинейным, т. е. более общим.

Если на изучаемой территории расположено несколько групп наблюдательных скважин, подобных рассмотренным (рис. 30), то, использовав указанный метод построения расчетных элементов потока, получают возможность применить (IV.80) к остальным элементам. В итоге можно получить несколько балансов грунтовых вод и более обоснованно вычислить средневзвешенную по площади величину питания грунтовых вод сверху $w\Delta t$.

При групповой схеме расположения наблюдательных скважин большое значение имеет определение средней величины изменения уровня грунтовых вод в элементе потока площадью F.

Для расчета усредненного по площади изменения запасов грунтовых вод поступают следующим образом (рис. 31). К вспомогательным линиям, соединяющим боковые скважины с центральной, восстанавливают перпендикуляры к серединам этих линий, а также к серединам их отрезков (или половинам их) между центральной скважиной и первой серединой. Пересечения перпендикулярных линий, как указано на рис. 31, позволяют найти те площади, на которые можно распространить показания соответствующих скв. 1, 2, 3, 4 и n. На основании такой интерполяции результатов режимных наблюдений усредненное по площади изменение запасов грунтовых вод составит

$$\mu\,\Delta H_{\text{ср}} = \mu\frac{\sum_{1}^{4}\omega_i\,\Delta H_{\text{ср},\,i}+\omega_n\,\Delta H_n}{\Omega}, \qquad \text{(IV.81)}$$

где $\Delta H_{\text{ср}}$ — усредненное по площади элемента потока изменение уровня грунтовых вод за промежуток времени Δt; ω_i — часть площади элемента потока

на которую распространяются данные наблюдений по боковой скважине i (1, 2, 3, 4);

$$\Delta H_{\text{ср}, i} = \frac{\Delta H_i + \Delta H_n}{2}$$

(здесь $i = 1, 2, 3, 4$) — средняя величина изменения уровня грунтовых вод в средних точках на соединяющих линиях, т. е. в точках 1′, 2′, 3′, 4′ за время Δt; ΔH_i — изменение уровня грунтовых вод за то же время в боковой скважине i (1, 2, 3, 4); ΔH_n — то же, но по центральной скважине n); ω_n — часть площади элемента потока, соответствующая величине изменения уровня по центральной скважине n (т. е. величине ΔH_n).

В случаях переменной по площади величины водоотдачи пород или недостатка их насыщения μ_i последняя величина определяется около каждой наблюдательной скважины (например, по методике, указанной в главе третьей). Затем этот параметр подставляется в (IV.81) под знак суммы (для скв. 1, 2, 3, 4) и перед величиной ω_n (для скважины n).

Неоднородная толща водоносных пород

Общий случай неоднородного состава пород по их водопроницаемости может встретиться на подгорных шлейфах, в области распространения ледниковых отложений и в других местах при больших расстояниях (более нескольких сотен метров) между скважинами. В таких условиях необходимы данные о коэффициенте фильтрации водоносных пород по каждой наблюдательной скважине.

В рассматриваемом случае водопроницаемость изменяется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях без видимой закономерности. Расходы потока в этом случае легко вычисляются по Г. Н. Каменскому (1943) с использованием средневзвешенных по вертикали коэффициентов фильтрации. Последний определяется по формуле Г. Н. Каменского

$$k_{\text{ср}} = \frac{\sum kh}{\sum h}, \qquad \text{(IV.82)}$$

где $k_{\text{ср}}$ — средний коэффициент фильтрации в горизонтальном направлении; k — коэффициент фильтрации пород в пределах интервала h по высоте; $\sum h$ — общая мощность водоносной толщи.

С учетом вычисленных таким способом коэффициентов фильтрации в каждом сечении потока k_{n-1}, k_n, k_{n+1} и соответствующих мощностей потока h_{n-1}, h_n, h_{n+1} (в первом n—1, во втором n и в третьем $n + 1$ сечениях) находят величину интенсивности питания грунтовых вод для одномерного потока

$$w = \mu \frac{H_{n, s+2} - H_{n, s}}{\Delta t} - \frac{1}{l_{n-1, n} + l_{n, n+1}} \left[(k_{n-1} h_{n-1, s+1} + k_n h_{n, s+1}) \frac{H_{n-1, s+1} - H_{n, s+1}}{l_{n-1, n}} - \right.$$

$$\left. - (k_n h_{n, s+1} + k_{n+1} h_{n+1, s+1}) \frac{H_{n, s+1} - H_{n+1, s+1}}{l_{n, n+1}} \right], \qquad \text{(IV.83)}$$

где обозначения прежние.

Часто бывает целесообразным вначале исследовать возможность приведения неоднородного водоносного пласта к однородному, который более просто рассчитывается по (IV.77), а еще целесообразнее учесть влияние изменчивости водопроводимости водоносной толщи $\sum k_i h_i = T$ на расчетную величину w.

В случае возможности усреднить эту водопроводимость по площади можно воспользоваться простой формулой (IV.71).

Для выполнения такого исследования достаточно найти относительную погрешность расчета величины w, возникающую от замены (IV.83) формулой (IV.71) для различных значений изменения запасов грунтовых вод за единицу времени, т. е. значений $\mu\frac{\Delta H_n}{\Delta t}$, где ΔH_n — изменение уровня в центральной скважине.

Двухслойная толща водоносных пород часто встречается на аллювиальных террасах, в предгорных равнинах, на подгорных шлейфах и т. п. Верхний слабопроницаемый пласт обычно представлен суглинками, супесями, а нижний — песками, галечниками и другими обломочными породами.

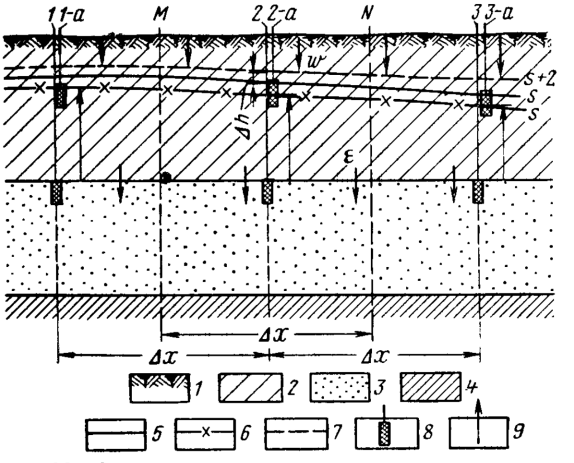


Рис. 32. Схема движения грунтовых вод в двухслойной толще водоносных пород.

1 — почва; *2* — суглинок; *3* — песок; *4* — водоупорные породы; *5* — уровень грунтовых вод в суглинках в начальный момент времени (s); *6* — уровень напорных вод, заключенных в подстилающих песках; *7* — уровень грунтовых вод на конечный момент ($s + 2$) данного промежутка Δt; *8* — наблюдательная скважина; *9* — пьезометрическая высота напора в кровле нижнего пласта

Грунтовые воды со свободной поверхностью (рис. 32) находятся в верхнем слое пород, водоотдача которых μ. В подстилающих песках — напорная вода, пьезометрический уровень которой может быть выше и ниже зеркала грунтовых вод, в зависимости от направления перетекания вод с интенсивностью ε. При нисходящем перетоке грунтовых вод в напорный поток величина $\varepsilon > 0$ и уровень напорных вод ниже высоты стояния уровня грунтовых вод. И наоборот, при $\varepsilon < 0$ имеет место восходящий ток напорных вод в грунтовый поток и пьезометрический уровень этих вод выше уровня грунтовых вод.

Расчет интенсивности питания грунтовых вод для одномерного потока производится по формуле

$$w = \mu\frac{\Delta h_1}{\Delta t} - \frac{k_{ср}h}{(\Delta x)^2}(h_1' - 2h_1'' + h_1''') - \frac{k_2 h_2}{(\Delta x)^2}(\zeta' - 2\zeta'' + \zeta'''), \qquad \text{(IV.84)}$$

где h_1', h_1'', h_1''' — уровни грунтовых вод, считая от горизонтальной подошвы верхнего слоя, в первом, втором и третьем сечениях неглубоких скважин на средний ($s + 1$) момент промежутка времени Δt; ζ', ζ'', ζ''' — разности напоров подстилающего напорного водоносного горизонта (в песках) и грунтовых вод (в суглинках) в первом, втором и третьем сечениях на средний ($s + 1$) момент; Δh_1 — изменение уровня грунтовых вод верхнего слоя в среднем сечении (скважине) за время Δt; h — усредненная мощность всей водоносной толщи; $k_{ср}$ — усредненный коэффициент фильтрации той же толщи, вычисленный по (IV.82); k_2 — коэффициент фильтрации нижнего слоя; h_2 — мощность нижнего слоя пород.

Таким образом, для применения (IV.84) требуется знать водопроводимость нижнего слоя, водопроводимость всей водоносной толщи, падение напора воды по вертикали и режим грунтовых вод по трем скважинам.

Если водопроводимость верхнего слоя в 20 и более раз меньше водопроводимости нижнего слоя, то, учитывая возможные погрешности определения коэффициента фильтрации пород, можно расчет по (IV.84) упростить. Для этого достаточно изменения уровня грунтовых вод определять по средней неглубокой скв. 2, а разность между притоком и оттоком подземных вод — по данным глубоких скв. 1, 2, 3.

При этом расчетная формула упрощается и принимает вид

$$w = \mu \frac{\Delta h_1}{\Delta t} - \frac{k_2 h_2}{(\Delta x)^2}(H_1 - 2H_2 + H_3), \qquad \text{(IV.85)}$$

где H_1, H_2, H_3 — напоры воды во втором более проницаемом слое по скв. 1 2, и 3; остальные обозначения прежние.

Обычно перед расчетом интенсивности питания грунтовых вод по колебанию уровня определяют гидрогеологические параметры, в том числе коэффициент уровнепроводности $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ (см. ниже). Тогда расчет питания грунтовых вод будет возможен, исходя из данных о режиме напорных и грунтовых вод и данных о водоотдаче μ.

Многослойная толща водоносных пород (см. рис. 5, *в*, *г*) часто встречается в области ледниковых отложений, представленных флювиогляциальными и ледниковыми образованиями, а также в бассейнах артезианских вод. Сложены бассейны часто слоистым водоносным комплексом пород. Сверху залегают грунтовые воды со свободной поверхностью, а между пластами слабопроницаемых пород — межпластовые воды обычно с напором выше кровли пород.

Возникающее в этих условиях перетекание грунтовых вод в подстилающий межпластовый горизонт, а также гидравлическая взаимосвязь между отдельными пластами с напорной водой могут быть оценены с помощью системы уравнений в конечных разностях. Так, например, для случая пятислойного строения водоносной толщи (см. рис. 5, *г*) можно написать:

а) для одномерного грунтового потока

$$\mu \frac{\Delta h_2}{\Delta t} = \frac{k_1 h_{ср}}{(\Delta x)^2}(h_1 - 2h_2 + h_3) + w - \varepsilon_1; \qquad \text{(IV.86)}$$

б) для первого подстилающего межпластового напорного одномерного потока

$$\mu_1^* \frac{\Delta H_2'}{\Delta t} = \frac{k_2 m_2}{(\Delta x)^2}(H_1' - 2H_2' + H_3') + \varepsilon_1 - \varepsilon_2; \qquad \text{(IV.87)}$$

в) для второго подстилающего межпластового напорного одномерного потока

$$\mu_2^* \frac{\Delta H_2''}{\Delta t} = \frac{k_3 m_3}{(\Delta x)^2}(H_1'' - 2H_2'' + H_3'') + \varepsilon_2, \qquad \text{(IV.88)}$$

где Δh_2, $\Delta H_2'$, $\Delta H_2''$ — изменения уровня грунтовых вод, напора первого межпластового и напора второго межпластового водоносных горизонтов в средних скважинах соответственно 2, 2а, 2б за один и тот же промежуток времени Δt; h_1, h_2, h_3 — уровни грунтовых вод на средний ($s + 1$) момент промежутка

времени Δt соответственно в скважинах 1, 2 и 3; H'_1, H'_2, H'_3 — напоры межпластовых напорных вод на тот же момент промежутка времени Δt соответственно в скв. 1а, 2а и 3а; H''_1, H''_2, H''_3 — напоры межпластовых напорных вод на тот же момент времени соответственно в скв. 1б, 2б и 3б; $h_{ср}$, m_2, m_3 — соответственно усредненная мощность грунтового потока, мощности первого и второго напорного водоносных горизонтов; k_1, k_2, k_3 — коэффициенты фильтрации водоносных пород соответственно для грунтового, первого и второго напорных потоков; w, ε_1, ε_2 — интенсивности соответственно питания грунтовых вод сверху; перетекания этих вод в первый межпластовый горизонт и перетекания напорных вод из первого межпластового во второй межпластовый горизонт; μ, μ_1^*, μ_2^* — соответственно гравитационная водоотдача грунтов, упругая водоотдача пород первого межпластового водоносного горизонта, упругая водоотдача пород второго межпластового горизонта.

Из (IV.88) по данным о режиме вод в скв. 1б, 2б, 3б и параметрах μ_2^*, k_3, m_3 для каждого расчетного промежутка времени Δt находят величину ε_2.

Из (IV.87) по аналогичным данным, относящимся к вышележащему водоносному горизонту в скв. 1а, 2а, 3а, вычисляют величину ε_1.

Из (IV.86) аналогичным путем определяют величину w, исходя из известных величин ε_1, а также данных о режиме вод и параметрах грунтового потока.

Решение указанной системы уравнений позволяет составить и баланс воды по каждому водоносному горизонту в отдельности, так как величины разности между притоком и оттоком вод $\frac{Q_1 - Q_2}{F}$ соответствующих горизонтов находятся из тех же уравнений, как выражения первых слагаемых их правых частей.

Глубина распространения такого изучения баланса межпластовых вод определяется поставленной задачей, а также интенсивностью перетекания вод из одного слоя пород в другой.

Например, при исследовании баланса грунтовых вод для обоснования прогнозов изменения их режима при мелиорации земель важно изучить взаимосвязь этих вод с основным региональным — первым подстилающим напорным потоком. При изучении восполнения эксплуатационных запасов подземных вод для целей водоснабжения необходимо исследовать взаимосвязь основного водоносного горизонта со смежными горизонтами вверху и внизу.

Случай постепенной смены водопроницаемости пород по вертикали. В рассмотренных выше схемах строения водоносных толщ пород грунтовые и напорные воды были приурочены к самостоятельным водоносным пластам. Различие в напорах воды в этих пластах было связано с неодинаковым положением областей питания каждого водоносного горизонта, а также с наличием раздельных слоев слабопроницаемых пород, через которые возможно перетекание вод по вертикали.

В природных условиях так же часто встречаются горизонтальнослоистые толщи пород с постепенной сменой водопроницаемости по вертикали. Непосредственная связь водоносных прослоев с одной областью питания предопределяет равенство напоров воды по вертикали данной водоносной толщи.

Примером таких схем неоднородного строения могут быть аллювиальные, озерные и прибрежно-морские отложения (рис. 33). При таком строении водоносных толщ единичный расход одномерного грунтового потока в любом сечении (например, M) определяется по формуле

$$Q = \frac{\Phi_1 - \Phi_2}{\Delta x}, \qquad \text{(IV.89)}$$

где Φ_1, Φ_2 — значения функции Н. К. Гиринского соответственно для верхнего *1* и нижнего *2* сечений потока, причем

$$\Phi = \sum_{i=1}^{n} k_i a_i (h - z_i). \qquad \text{(IV.90)}$$

Здесь k_i — послойный коэффициент фильтрации (слоя i); a_i — мощность соответствующего слоя; z_i — расстояние от поверхности водоупора до середины мощности соответствующего слоя i; n — число слоев; h — ордината кривой депрессии, или мощность потока.

На рис. 33 приведены обозначения z_i и a_i для сечения M. Таким же путем эти величины устанавливаются отдельно для сечений *1* и *2*.

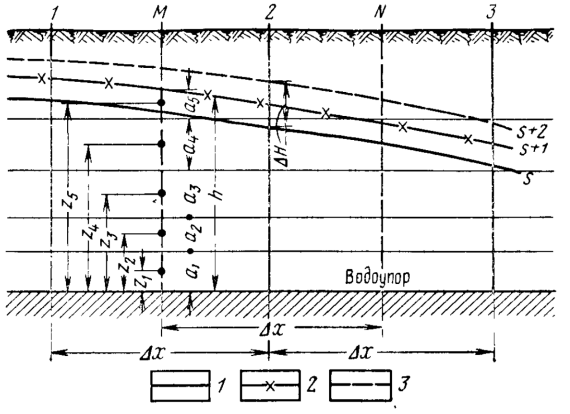


Рис. 33. Схема расчленения водоносной толщи пород с постепенно изменяющейся водопроницаемостью по глубине.

1 — уровень грунтовых вод в начальный (*s*) момент; *2* — то же в средний (*s* + 1) момент, *3* — то же в конечный (*s* + 2) момент промежутка времени Δt

Несомненно, что для каждого промежутка времени Δt предварительно выбирается средний $(s + 1)$ момент, для которого определяются значения Φ_1, Φ_2 и по (IV.89) вычисляется Q_1. Аналогичным образом рассчитывается расход воды Q_2, проходящей через нижнее сечение N. Полученные данные подставляются в (IV.75) и после преобразования этой формулы для одномерного потока получают выражение в конечных разностях

$$w = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{1}{(\Delta x)^2} (\Phi_1 - 2\Phi_2 + \Phi_3), \qquad \text{(IV.91)}$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод в элементе потока MN (обычно по скв. 2) за промежуток времени Δt; Φ_3 — значение функции (потенциала) Н. К. Гиринского в сечении *3* также для среднего $(s + 1)$ момента промежутка Δt; остальные обозначения прежние.

Для прибрежных зон поверхностных водотоков (рек, каналов) и водоемов (озер, водохранилищ, рис. 34) весьма целесообразно и более надежно воспользоваться решениями П. Я. Полубариновой-Кочиной (1952). Эти решения позволяют рассчитать расход грунтового потока в любом сечении, удаленном от границы (реки, водохранилища) на расстояние x.

Так, например, при горизонтальном водоупоре и фильтрации воды из канала с вертикальной стенкой единичный расход одномерного потока (отнесенный к единице его ширины) в двухслойной толще в сечении x равен

$$Q_x = -\frac{\Phi_2 - \Phi_1}{a\sqrt{\pi t}} e^{-\frac{x^2}{4a^2 t}}, \qquad \text{(IV.92)}$$

где Φ_1 и Φ_2 — граничное и начальное условия для функции Н. К. Гиринского (потенциала), представленной в виде

$$\Phi(x) = \int_0^h (z - h)\, k(z)\, dz, \qquad \text{(IV.93)}$$

h — напор воды, зависящий от координаты x и времени t; $k(z)$ — коэффициент фильтрации, зависящий от высоты z;

$$a^2 = \frac{1}{\mu}\int_0^h k(z)\,dz — \qquad \text{(IV.94)}$$

коэффициент уровнепроводности водоносной толщи; t — время.

Значения потенциалов Φ_1 и Φ_2 определяются по формулам:

$$\Phi_1 = \Phi(0,\ t) = -\frac{1}{2}k_1\{[H_1 + (c-1)h_0]^2 + c(c-1)h_0^2\}; \qquad \text{(IV.95)}$$

$$\Phi_2 = \Phi(x,\ 0) = -\frac{1}{2}k_1\{[H_2 + (c-1)h_0]^2 + c(c-1)h_0^2\}. \qquad \text{(IV.96)}$$

Здесь первая формула выражает граничное условие для Ф, вторая — начальное условие для той же функции.

В этих уравнениях $H_1 = h(0,\ t)$ — напор воды в начальном сечении $x = 0$ в момент времени t; $H_2 = h(x,\ 0)$ — напор воды в сечении x в начальный момент времени $t = 0$;

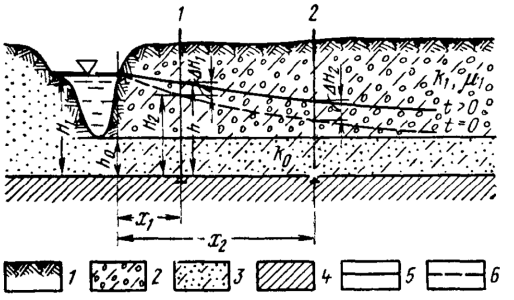


Рис. 34. Схема двухслойного строения водоносного пласта со слабоменяющейся водопроницаемостью с высотой в прибрежной зоне.

1 — почва; *2* — обломочные отложения с супесчаным заполнителем; *3* — пески глинистые; *4* — водоупор; *5* — уровень грунтовых вод при $t > 0$; *6* — то же, в начальный момент времени $t = 0$

k_1 — коэффициент фильтрации пород верхнего слоя; $c = \frac{k_0}{k_1}$ (где k_0 — коэффициент фильтрации пород нижнего слоя); h_0 — мощность нижнего слоя, измеряемая так же, как и напоры воды от горизонтального водоупора.

Для двухслойной толщи водоносных пород вместо (IV.94) действительно

$$a^2 = \frac{k_0 h_0 + k_1 \bar{h}_1}{\mu_1}. \qquad \text{(IV.97)}$$

где $\bar{h}_1$ — среднее значение мощности верхнего обводненного слоя, т. е. величины $(h — h_0)$ на пути x; h — общая мощность потока от зеркала воды до водоупора; μ_1 — водоотдача или недостаток насыщения грунтов верхнего слоя.

Определив значение расхода воды Q_{x_1} для сечения x_1 и среднего $(s+1)$ момента промежутка времени Δt, а также аналогичный расход Q_{x_2} в сечении x_2, интенсивность питания грунтовых вод сверху вычисляют по формуле

$$w = \mu_1 \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{Q_{x_1} - Q_{x_2}}{x_2 - x_1}, \qquad \text{(IV.98)}$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за время Δt в расчетном элементе потока между скв. 1—2, равное $\frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{2}$ (см. рис. 34); ΔH_1, ΔH_2 — изменения уровня грунтовых вод в скв. 1 и 2 за время Δt; x_1, x_2 — расстояния от начального сечения, уреза водоема, до скв. 1—2.

Остальные обозначения прежние.

Заметим, что вычисление расходов потока по (IV.92) вполне правомерно потому, что влияние питания грунтовых вод сверху отражается на форме кривой депрессии, ординаты которой учитываются (IV.95), (IV.96). Вообще же это влияние в прибрежной зоне очень мало.

Случай резкой смены водопроницаемости пород по направлению движения воды. В условиях сочленения современных и древних аллювиальных террас или последних с коренными берегами долины (см. рис. 5, *е*) среднюю наблюдательную скв. 2 удобно располагать на контакте водоносных толщ разной водопроницаемости. Это требование исходит из того положения, что выше и ниже этой скважины по потоку вод участки водоносной толщи можно принять за однородные. Расчетный элемент потока при этом будет ограничиваться средними линиями, проведенными в пределах низкой (скв. 1—2) и высокой (скв. 2—3) террас.

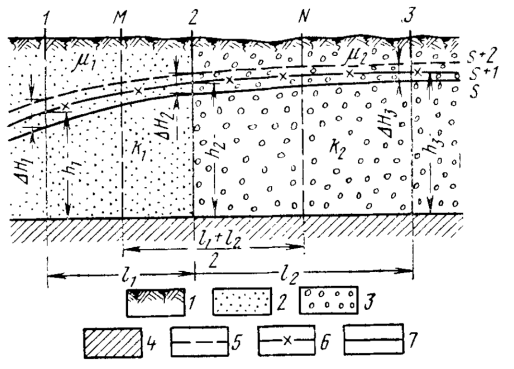


Рис. 35. Схема резкой смены водопроницаемости по потоку вод.

1 — почва; *2* — песок; *3* — галечник; *4* — водоупорные породы; *5* — уровень грунтовых вод в конечный ($s+2$) момент времени, *6* — то же, в средний ($s+1$), *7* — то же, в начальный (s)

М. Р. Никитин (1964 г.) рассматривал такой случай неоднородности пород в связи с определением подпора грунтовых вод около водохранилищ. При этом инфильтрационное питание принималось пренебрежимо малым.

Рассматривая аналогичную схему неоднородности с учетом величины интенсивности питания грунтовых вод w сверху, для горизонтального пласта пород и одномерного движения вод можно написать расчетную формулу в виде

$$w = \mu_1 \frac{l_1(\Delta H_1 + 3\Delta H_2)}{4(l_1+l_2)\Delta t} + \mu_2 \frac{l_2(\Delta H_3 + 3\Delta H_2)}{4(l_1+l_2)\Delta t} - k_2 \frac{h_3^2 - h_2^2}{l_2(l_1+l_2)} + k_1 \frac{h_2^2 - h_1^2}{l_1(l_1+l_2)}, \qquad \text{(IV.99)}$$

где μ_1, μ_2 — величины водоотдачи или недостатка насыщения пород соответственно на участках скв. 1—2 и 2—3; k_1, k_2 — коэффициенты фильтрации пород на тех же участках; ΔH_1, ΔH_2, ΔH_3 — величины изменения уровня грунтовых вод в скв. 1, 2, 3 за расчетный промежуток времени Δt; l_1, l_2 — расстояния между скв. 1—2 и 2—3; h_1, h_2, h_3 — мощности грунтового потока на средний ($s+1$) момент промежутка времени Δt, отсчитываемое от горизонтального водоупора (рис. 35).

При наклонном водоупоре для расчета расхода потока можно применить формулы Г. Н. Каменского, а если возможно ограничиться линейным уравнением [см. формулу (IV.73)], то вместо разностей квадратов мощностей потока подставляют удвоенное произведение из средней мощности потока на разность отметок уровней. Так, например, производят подстановку $h_3^2 - h_2^2 = 2h_{ср}(H_3 - H_2)$ и $h_2^2 - h_1^2 = 2h_{ср}(H_2 - H_1)$.

В формуле (IV.99) учитывается различие в величинах водоотдачи пород μ, которые непосредственно связаны с коэффициентом фильтрации пород.

Для применения этой формулы требуются данные о коэффициентах фильтрации и водооотдачи пород в каждой половине неоднородной толщи и данные о колебании уровня воды по всем трем скважинам.

В случаях резкой смены водопроницаемости пород по потоку вод, но при наличии ряда вертикально расположенных пластов пород между двумя смежными наблюдательными скважинами усредненный коэффициент фильтрации (нормальный напластованию пород) вычисляется по формуле

$$k_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{k_i}}, \qquad \text{(IV.100)}$$

где h_i — мощность данного слоя i; k_i — коэффициент фильтрации пород того же слоя; n — число слоев.

Так, например, для условий рис. 35 расход потока вод, определенный по данным скв. 1 и 3, составит

$$Q_{1\text{-}3} = \frac{h_3^2 - h_1^2}{2\left(\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2}\right)}. \qquad \text{(IV.101)}$$

Неоднородный состав грунтовых вод по степени их минерализации

На морских побережьях и в аридных условиях континентального засоления встречаются пестрые по минерализации грунтовые воды. Плотность и вязкость воды приходится учитывать и при расчетах величин питания грунтовых вод, так как коэффициент фильтрации является функцией плотности и вязкости воды, зависящих от ее минерализации.

Рассмотрим движение вверху пресных и внизу минерализованных грунтовых вод (рис. 36). Водоносный пласт по водопроницаемости будем считать однородным, водоупор — горизонтальным.

По Н. К. Гиринскому, расходы воды отдельных одномерных потоков выражаются в виде:

для верхнего потока

$$q_1 = -k_0 \frac{\gamma_1}{\nu_1} H_1 \frac{dH_1 + dH_2}{dx}. \qquad \text{(IV.102)}$$

для нижнего потока

$$q_2 = -k_0 \frac{\gamma_3}{\nu_2} H_2 \frac{\frac{\rho_1}{\rho_2} dH_1 + dH_2}{dx}, \qquad \text{(IV.103)}$$

где q_1, q_2 — единичные расходы (на 1 м ширины) соответственно верхнего и нижнего потоков; k_0 — коэффициент проницаемости пород; H_1, H_2 — мощности этих потоков в сечении x; ρ_1, ρ_2 — плотности воды верхнего и нижнего потоков; γ_1, γ_2 — объемные массы воды этих потоков; ν_1, ν_2 — коэффициенты вязкости воды верхнего и нижнего потоков.

Интегрируя уравнения (IV.102), (IV.103) в пределах для x от 0 до x и для H_1, H_2 соответственно от H_{11} до H_{12} и от H_{21} до H_{22} (или от сечения *1* до сечения *2*), с помощью теоремы о среднем значении получаем

$$q_1 = \frac{k_0\gamma_1}{2\nu_1 x}(H_{11}+H_{12})(H_{11}-H_{12}+H_{21}-H_{22}), \qquad \text{(IV.104)}$$

$$q_2 = \frac{k_0\gamma_2}{2\nu_2 x}(H_{21}+H_{22})\left[\frac{\rho_1}{\rho_2}(H_{11}-H_{12})+H_{21}-H_{22}\right]. \qquad \text{(IV.105)}$$

Обозначения величин см. на рис. 36 и 37.

Н. К. Гиринский (1951) дает точное решение дифференциальных уравнений (IV.102), (IV.103) для различных случаев движения вод.

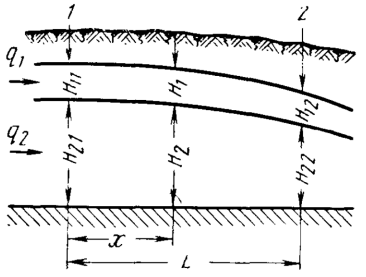


Рис. 36. Расчетная схема движения грунтовых вод разной плотности в одну сторону

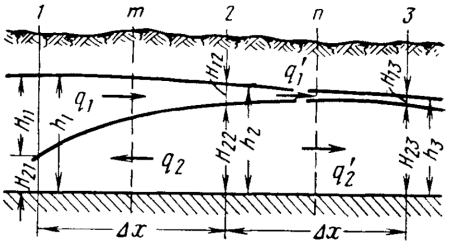


Рис. 37. Расчетная схема движения грунтовых вод разной плотности в разные стороны

Критерием движения воды разной плотности в одном направлении, по Н. К. Гиринскому, будет условие

$$\frac{\rho_1}{\rho_2}\Delta H_1+\Delta H_2<0;$$

если жидкости движутся в противоположных направлениях (рис. 37), то должно быть

$$\frac{\rho_1}{\rho_2}\Delta H_1+\Delta H_2>0 \text{ и } \Delta H_1+\Delta H_2<0.$$

При движении только верхней жидкости (нижняя находится в покое) соблюдается условие $\frac{\rho_1}{\rho_2}\Delta H_1 + \Delta H_2 = 0$ или $\frac{\rho_1}{\rho_2}H_1 + H_2 = \text{const}$. Наконец, если верхняя жидкость находится в покое, то $H_1 + H_2 = \text{const}$. В этих неравенствах ΔH_1, ΔH_2 — приращения величин H_1, H_2 на любом конечном расстоянии x; при этом за положительное направление x принимается направление уменьшения величины $(H_1 + H_2)$.

Вычислив для каждого промежутка времени Δt единичные расходы одномерных потоков q_1, q_2, находят их сумму $Q_1 = q_1 + q_2$ в среднем сечении m (см. рис. 37). Так же поступают при расчете суммарного расхода в сечении n, где этот расход равен Q_2. При этом расчете используют данные об уровнях воды верхнего потока и данные о глубинах контакта обоих потоков, отвечающие среднему моменту промежутка времени Δt. Изменение запаса грунтовой воды за время Δt определяют по данным об изменении глубины до воды в средней скв. 2. После этого полученные данные подставляют в (IV.75) и находят интенсивность питания грунтовых вод сверху.

Как видно из уравнений (IV.104), (IV.105), для их применения необходимо знать коэффициент фильтрации пород каждого потока, выделенного по степени минерализации, плотность воды по вертикали, контакты отдельных потоков по вертикали в каждой наблюдательной скважине. При этом коэффициент фильтрации k связан с коэффициентом проницаемости пород k_0, плотностью и вязкостью воды соотношением

$$k = k_0 \frac{\gamma}{\nu} = k_0 \frac{\rho g}{\nu} \tag{IV.106}$$

где g — ускорение силы тяжести; ν — вязкость воды.

Для оценки относительной погрешности определения питания грунтовых вод без учета плотности воды можно пользоваться выражением (Лебедев, 1957)

$$\xi = \frac{\dfrac{\eta}{1+\eta}\dfrac{\Delta Q'}{\Delta x}}{\dfrac{\Delta Q'}{\Delta x}\dfrac{1}{1+\eta} - \mu\dfrac{\Delta H}{\Delta t}}, \tag{IV.107}$$

а для точного нахождения величины интенсивности питания — формулой

$$w = \frac{w_1}{1+\xi}, \tag{IV.108}$$

где $\eta = \dfrac{\Delta Q' - \Delta Q}{\Delta Q}$ — относительная погрешность определения расходов потока без учета плотности воды; $\xi = \dfrac{w_1 - w}{w}$; w, w_1 — точное и приближенное (без учета плотности воды) выражения интенсивности питания сверху; $\Delta Q' = Q_1' - Q_2'$ — приток за вычетом оттока грунтовых вод (без учета плотности воды); $\Delta Q = Q_1 - Q_2$ — то же, но с учетом плотности воды; μ — водоотдача или недостаток насыщения пород для верхнего грунтового потока.

Причем разность суммарных расходов потока $\Delta Q'$ через сечения m и n без учета плотности воды вычисляется по формуле

$$\Delta Q' = Q_1 - Q_2 = \frac{k}{2\Delta x}(h_1^2 - 2h_2^2 + h_3^2); \tag{IV.109}$$

здесь h_1, h_2, h_3 — мощности общего потока в сечениях *1*, *2*, *3*.

Чтобы погрешность расчета питания грунтовых вод w не превышала 10%, что является допустимым, должно соблюдаться условие

$$\left|\frac{\Delta Q'}{\Delta x}\right| \leqslant \left|\frac{1}{10\eta}\cdot\frac{\Delta Q'}{\Delta x} - 0{,}1\,\frac{1+\eta}{\eta}\,\mu\,\frac{\Delta H}{\Delta t}\right|. \tag{IV.110}$$

Из этого условия следует, что погрешность расчета величины w зависит от величины изменения уровня грунтовых вод ΔH в средней скважине за время Δt, от величины водоотдачи пород μ и от разности между притоком и оттоком вод $\Delta Q'$, а также от погрешности вычисления последней величины.

Для длинных створов наблюдательных скважин величина $\dfrac{\Delta Q'}{\Delta x}$ обычно небольшая — менее 0,01 мм/сут. При этих условиях и $\mu = 0{,}10$ и резкой смене минерализации воды по вертикали (от 1 до 200 г/л) на длинных створах ($\Delta x = 5000$ м) погрешность расчета питания грунтовых вод менее 10%. Чем больше величина изменения уровня грунтовых вод ΔH, тем меньше погрешность от пренебрежения различием плотности воды по вертикали.

На небольших участках, граничащих с перелогами, солончаками, когда расстояния между скважинами сокращаются значительно (менее 1 км), величины $\frac{\Delta Q'}{\Delta x}$ получают большие размеры, и тогда учет различия плотности воды в разрезе становится необходимым. Обычно считают, что учет плотности воды становится важным при контакте пресной воды с водой, имеющей минерализацию более 30—40 г/л.

Порядок расчета интенсивности питания грунтовых вод сохраняется тем же, какой был рассмотрен применительно к использованию аналитического метода.

Здесь укажем только, что годовой ход уровней расчленяется на ряд промежутков времени Δt, в течение которых происходит подъем или спад уровня с одинаковой интенсивностью. Обычно выделенным промежуткам времени отвечает более или менее устойчивая погодная обстановка (например, дождливая осень, морозная зима, снеготаяние, сухая или дождливая погода и т. п.).

В методе конечных разностей выбор начальных моментов времени более свободный, чем в аналитическом методе.

Дальнейший порядок вычисления других элементов баланса излагается ниже.

Определение подземного притока и оттока грунтовых вод

При расчете величины интенсивности питания грунтовых вод w сверху методом конечных разностей [см. формулы (IV.71), (IV.74), (IV.77), (IV.78), (IV.79) и др.] разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1-Q_2}{F}$ для данного элемента потока по существу уже определяется в процессе вычисления по значениям водопроницаемости пород и отметок уровня воды в наблюдательных скважинах.

Вместе с этим заметим, что очень удобно ту же величину разности притока и оттока вод $\frac{Q_1-Q_2}{F}$ находить из (IV.58) или (IV.75), как это отмечено ранее.

Действительно, величина изменения запаса грунтовых вод для элемента потока протяженностью $\Delta x = \frac{l_1+l_2}{2}$ в рассматриваемом методе обычно рассчитывается по данным об изменении уровня в средней по потоку скважине n (2). Однако при больших расстояниях между скважинами весьма целесообразно уточнять среднее изменение уровня в элементе ΔH с учетом данных режимных наблюдений в соседних скважинах. Для этих целей можно, например, использовать (IV.81) и указанные ниже рекомендации.

Как и величину питания грунтовых вод сверху $w\,\Delta t$, разность $\frac{Q_1-Q_2}{F}\,\Delta t$ вычисляют для каждого расчетного промежутка времени Δt, число которых в году может быть около 10—12.

Обычно в рассматриваемом здесь методе для элементов потока ограничиваются указанной разностью между притоком и оттоком вод в горизонтальном направлении и не стремятся к раздельному расчету ее составляющих.

Положительное значение величины $\frac{Q_1-Q_2}{F}\,\Delta t$ указывает на превышение притока над оттоком вод и на аккумуляцию в элементе потока притекающей воды при $\sum w_1 \Delta\tau > \sum u\,\Delta\vartheta$ [см. (II.16)] или, наконец, на расходование части подземного стока в зону аэрации и на испарение, если $\sum w_1 \Delta\tau < \sum u\,\Delta\vartheta$. Такая интерпретация разности расходов притекающей и оттекающей воды достаточна

для последующего изучения особенностей формирования баланса и стока грунтовых вод в каждом элементе потока протяженностью Δx.

Если имеется необходимость в раздельной оценке величин притекающей Q_1/F и оттекающей Q_2/F воды в данном элементе, то из указанных расчетных уравнений выделяют слагаемые их правых частей. Например, из формулы (IV.71) следует, что приток грунтовых вод в элемент одномерного потока при усредненном значении водопроводимости пласта, выраженный высотой слоя воды, равен

$$\frac{Q_1}{F} = \frac{\mu a}{(\Delta x)^2}(H_{n-1,\, s+1} - H_{n,\, s+1}), \qquad \text{(IV.111)}$$

где обозначения прежние.

Отток грунтовых вод из того же элемента также в виде слоя воды равен

$$\frac{Q_2}{F} = \frac{\mu a}{(\Delta x)^2}(H_{n,\, s+1} - H_{n+1,\, s+1}). \qquad \text{(IV.112)}$$

Если элемент грунтового потока граничит с водораздельной линией или с границей непроницаемых пород, то вместо разности найдем непосредственно величину подземного оттока Q_2/F.

Использование разностей между притоком и оттоком грунтовых вод в практических целях видно из следующего примера.

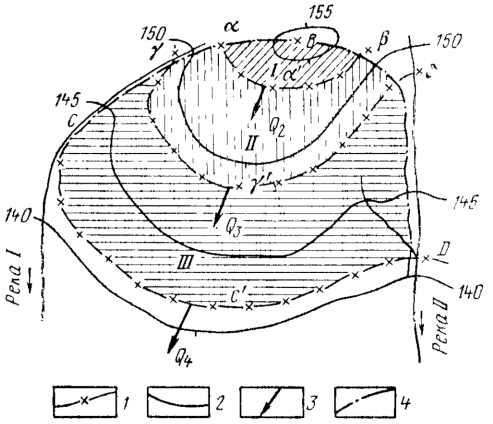


Рис. 38. Схема движения грунтовых вод в междуречном массиве (заштрихованы балансовые районы).

1 — низовая (замыкающая) граница района; *2* — гидроизогипсы; *3* — направление линий токов; *4* — боковая и верхняя границы балансового района

На рис. 38 изображена схема движения грунтовых вод детально изученного нами Пехорско-Купавинского междуречья. Грунтовые воды здесь, получая инфильтрационное питание за счет атмосферных осадков, дренируются реками *I* и *II* и, кроме того, движутся в направлении на юг.

Если провести северную границу междуречного водосбора через водораздельную точку B, которая совпадает с водоразделом дневной поверхности, нормально гидроизогипсам, а восточную и западную границы — вдоль дренирующих рек, то легко заметить, что через южную границу водосборов, проходящую параллельно гидроизогипсе 140, расход потока будет равен

$$Q_4 = 86{,}4FM, \text{ м}^3/\text{сут}, \qquad \text{(IV.113)}$$

где F — площадь подземного водосбора, км^2; M — модуль подземного стока, л/с с 1 км^2.

Выделим на междуречье районы I, II, III, южные границы которых также параллельны гидроизогипсам. Затем, обозначая расход воды, проходящей через эти границы, соответственно через Q_2, Q_3, Q_4, можем написать разности этих расходов для соответствующих районов в виде: для первого $Q_1 - Q_2$; для второго $Q_2 - Q_3$; для третьего $Q_3 - Q_4$.

Каждая из этих разностей со знаком минус представляет собой количество воды, которое расходуется на подземный сток из того или иного района. В общем виде величину $Q_i - Q_{i-1}$ можно назвать местным (в данном случае районным) пополнением подземного стока, которое формируется в пределах выделенного района.

Поскольку в первом районе, граничащем с водораздельной линией, приток грунтовых вод из соседней области отсутствует, т. е. $Q_1 = 0$, то алгебраическая сумма разностей между притоком и оттоком вод отдельных районов будет равна

$$\sum_{2}^{4}(Q_{i-1} - Q_i) = -Q_4 \qquad \text{(IV.114)}$$

или

$$Q_4 = \sum_{2}^{4}(Q_i - Q_{i-1}).$$

Если вместо трех районов выделить n—1 аналогичных районов, то в более общем виде расход потока, проходящего через нижние крайние сечения, составит

$$Q_n = -\sum_{2}^{n}(Q_{i-1} - Q_i). \qquad \text{(IV.115)}$$

Относя расход потока, формирующегося на всей площади водосбора, к единице этой площади, получим модуль подземного стока

$$M = \frac{Q_n}{86{,}4F} = -\frac{\sum_{2}^{n}(Q_{i-1} - Q_i)}{86{,}4F}, \text{ л/с с 1 км}^2. \qquad \text{(IV.116)}$$

Этот модуль используется непосредственно для определения динамических ресурсов подземных вод данного водоносного горизонта. Здесь F — площадь подземного водосбора (км^2) определяется по карте гидроизогипс между выделенным сечением потока и водораздельной линией зеркала воды.

Так как для каждого района разность между оттоком и притоком грунтовых вод можно выразить в виде произведения относительной величины этой разности $\frac{Q_i - Q_{i-1}}{\omega_{i-1}}$ на площадь соответствующего района ω_{i-1}, то, обозначив первую из этих величин через λ_{i-1}, вместо (IV.115) напишем

$$Q_n = \sum_{2}^{n}\lambda_{i-1}\omega_{i-1}. \qquad \text{(IV.117)}$$

В дальнейшем величину λ_{i-1} будем называть слоем местного (в этом случае районного) пополнения подземного стока, формирующегося в данном районе.

Суммарный расход грунтовых вод Q_n удобно выразить высотой слоя воды, отнесенного к данной площади, т. е. в виде Q_n/F, где $F = \sum_{2}^{n}\omega_{i-1}$ — общая площадь водосбора.

На основании этого и (IV.117) будем иметь

$$\frac{Q_n}{F} = \frac{\sum_{2}^{n}\lambda_{i-1}\omega_{i-1}}{\sum_{2}^{n}\omega_{i-1}}. \qquad \text{(IV.118)}$$

Усредненный слой местного или районного пополнения подземного стока, в свою очередь, может определяться как средневзвешенная по площади величина также местного, но уже элементарного пополнения стока. Такое местное — элементарное пополнение подземного стока рассчитывается для каждого элемента грунтового потока на основании (IV.75).

Из рассмотрения (IV.118) можно сделать вывод, что средний слой подземного стока из пределов данного водосбора равен средневзвешенному слою местного пополнения этого стока. Такое пополнение происходит из зоны аэрации при инфильтрации атмосферных осадков, а также возможно путем перетекания напорных вод в грунтовый поток и, наконец, может быть в результате сработки (дренирования) ранее накопленных запасов воды в водоносном пласте.

Расчет изменения запасов грунтовых вод

Этот расчет имеет два аспекта: 1) получение величины аккумуляции грунтовой воды или величины ее убыли за промежуток времени Δt в расчетном элементе потока протяженностью $\Delta x = (l_1 + l_2)$ 2 и 2) оценка усредненной по площади водосбора величины тех же изменений запасов воды, которые учитываются при рассмотрении общего водного баланса больших территорий.

Для элементов грунтового потока в методе конечных разностей принимается в расчет изменение за время Δt уровня грунтовых вод ΔH по средней скважине n (2) (см. рис. 24). Водоотдача пород μ для однородных условий принимается общей для всего створа скважин.

Однако на практике часто встречаются случаи больших расстояний между расчетными скважинами и имеется неоднородное строение почвогрунтов в пределах колебания уровня грунтовых вод и подпертой капиллярной каймы.

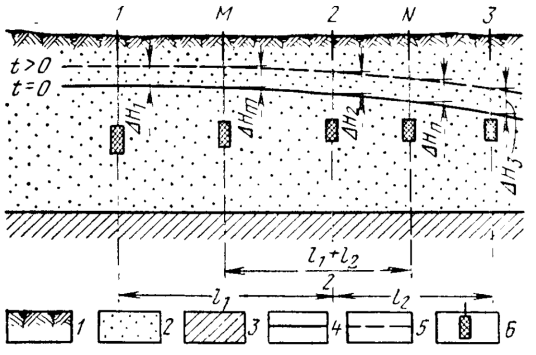


Рис. 39. Расположение наблюдательных скважин для оценки величины изменения запасов грунтовых вод.

1 — почва; *2* — водоносная порода; *3* — водоупорное ложе; *4* — начальный уровень грунтовых вод ($t = 0$); *5* — уровень грунтовых вод в момент времени $t > 0$; *6* — наблюдательные скважины

В таких случаях (рис. 39) в пределах расчетного элемента потока целесообразно оборудовать несколько дополнительных наблюдательных скважин, что позволит уточнить величину среднего изменения уровня. Например, при двух дополнительных скважинах в средних сечениях M и N средневзвешенное изменение уровня грунтовых вод будет равно

$$\Delta H_{ср} = \frac{0{,}5}{l_1 + l_2} [(\Delta H_M + \Delta H_2) l_1 + (\Delta H_2 + \Delta H_N) l_2], \qquad (IV.119)$$

где ΔH_M, ΔH_N — изменение уровня грунтовых вод за время соответственно в сечениях M и N; ΔH_2 — изменение уровня грунтовых вод в сечении *2* за то же время Δt; l_1, l_2 — расстояния между скв. 1—2 и 2—3.

Если вдоль створа скважин изменяется водоотдача пород или недостаток их насыщения μ, то этот параметр учитывается в каждом сечении потока.

Для той же схемы и значениях указанного параметра соответственно в каждой скважине μ_M, μ_2, μ_N (или для сечений M, 2 и N) изменение запасов грунтовых вод в элементе потока составит

$$(\mu\,\Delta H)_{ср} = \frac{0{,}5}{l_1+l_2}\left[(\mu_M\,\Delta H_M + \mu_2\,\Delta H_2)\,l_1 + (\mu_2\,\Delta H_2 + \mu_N\,\Delta H_N)\,l_2\right], \quad \text{(IV.120)}$$

где обозначения прежние.

При оценке усредненной по площади водосбора величины изменения запаса грунтовых вод используют данные наблюдений за режимом грунтовых вод по всей наблюдательной сети.

Так, например, располагая картой глубин до грунтовой воды данного водосбора в начале наблюдений и составляя аналогичную карту на конец наблюдений, на которых интервалы глубин сохраняются без изменений, и определяя приращения площадей $\Delta\omega_{1-2}$, $\Delta\omega_{2-3}$, ..., и т. д. с различными градациями глубин z (0, 1, 2, 3, ..., м), получим

$$\Delta H_{ср} = \frac{\pm(z_1 \div z_2)\,\Delta\omega_{1-2} \pm (z_2 + z_3)\,\Delta\omega_{2-3} \pm \ldots}{2\Omega}, \quad \text{(IV.121)}$$

где $\Delta H_{ср}$ — средневзвешенное изменение уровня грунтовой воды в районе z_1, z_2, ..., и т. д. — градации глубин до воды, выделенные на карте; $\Omega = \sum_{i=9}^{n} \Delta\omega_{i-(i+1)}$ — сумма приращений площадей с различными градациями глубин до воды; n — число выделенных градаций глубины.

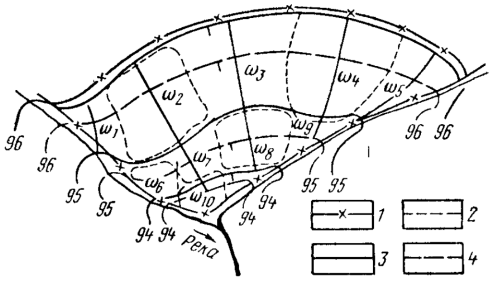


Рис. 40. Схема для вычисления среднего изменения запаса грунтовых вод в балансовом районе.

1—граница балансового района; *2* — границы типовых участков; *3* — гидроизогипсы в начальный момент; *4* — то же, в конечный момент периода наблюдений

Положительный знак перед скобкой отвечает увеличению площади с соответствующей градацией глубины, отрицательный — уменьшению этих площадей.

При наличии карт гидроизогипс среднее изменение уровня грунтовой воды вдоль створа, нормального гидроизогипсам, по М. М. Крылову, равно

$$\Delta h_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} a_i l_i}{n}, \quad \text{(IV.122)}$$

где a_i — расстояние между одноименными гидроизогипсами, соответствующими началу и концу периода наблюдений; I_i — средний уклон грунтового потока между одноименными гидроизогипсами, отвечающими начальному и конечному моментам времени (этот уклон равен полусумме уклонов в начале и конце периода наблюдений); n — число принятых в расчет интервалов расчетного створа.

Зная аналогичные средние изменения уровня грунтовой воды по остальным створам $\Delta h'_{ср}$, $\Delta h''_{ср}$, ..., и т. д., вычисляют средневзвешенное изменение уровня по площади района (рис. 40). Для этого не обязательно придерживаться направлений существующих створов скважин. Расчетные створы можно выбирать в любом месте, сообразуясь с особенностями зеркала грунтового потока. Каждый такой створ должен быть нормальным к гидроизогипсам и характеризовать более или менее однотипную форму зеркала воды.

Относя среднюю величину $\Delta h_{ср,\,i}$ по каждому створу к тяготеющей ему площади ω_i (с одинаковой формой зеркала воды), можно вычислить окончательное значение средневзвешенного на водосборе изменения уровня грунтовых вод за данный интервал времени по формуле

$$\Delta H_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} \omega_i \Delta h_{ср,\,i}}{\Omega}, \qquad \text{(IV.123)}$$

где Ω — общая площадь района; ω_i — площадь участка i, для которого по (IV.122) вычислено изменение уровня грунтовой воды $\Delta h_{ср\,i}$; n — число участков.

При наличии данных о величине водоотдачи пород или о недостатке их насыщения μ на каждом участке эта величина подставляется под знак суммы в (IV.123), в результате получают средневзвешенную величину изменения запаса грунтовых вод $(\mu\Delta H)_{ср.\,взв}$.

Гораздо сложнее решается вопрос о расчете изменения запаса грунтовых вод на данном водосборе (бассейне реки) при недостаточной информации о глубинах до воды по площади и во времени.

В этом случае можно рекомендовать построение графиков связи изменения уровня грунтовых вод ΔH за данный период времени Δt с мощностью зоны аэрации или глубиной до воды z. При этом такие графики должны отвечать определенным разностям литологического состава почвогрунтов, растительности и условиям увлажнения на поверхности. Например, для районов избыточного увлажнения и торфяных залежей кривые связи ΔH и z располагаются ближе к оси абсцисс (z), чем для районов с нормальным увлажнением и минеральными почвогрунтами.

Указанные графики связи имеют региональное значение и могут составляться в смежных, аналогичных в природном отношении районах, где сеть наблюдательных скважин охватывает относительно широкий диапазон изменения величин ΔH и z.

Составление баланса грунтовых вод для элементов потока

На основе вычисленных величин питания грунтовых вод и разностей притока и оттока их для элементов потока составляются балансы этих вод для каждого расчетного элемента и для всего водосбора (бассейна реки или его части).

Рассмотрим решение этих задач для элемента потока на примере Подмосковного гидрогеологического стационара ВСЕГИНГЕО.

Выбранный в качестве примера балансовый участок площадью 8 га располагается на открытой поляне, ограниченной с севера, запада и востока сосново-еловым лесом.

С поверхности до глубины 30 м залегают флювиогляциальные пески разной зернистости (рис. 41), которые подстилаются оксфорд-кимериджскими глинами. Над этими песками слой супеси небольшой мощности и подзолистая почва, в основании — пески с фосфоритами. Грунтовые воды на глубине 2,5—3 м. Питание вод происходит путем инфильтрации атмосферных осадков. Запасы их расходуются на испарение и подземный сток, направленный к р. Купавинке.

Водоносные пески имеют коэффициент фильтрации $k = 12{,}5$ м/сут, который был определен опытной откачкой из куста скважин. Водоотдача пород, равная недостатку насыщения μ, составляет 0,25. Эта водоотдача была

определена по разности между полной влагоемкостью и естественной влажностью в зоне колебания грунтовых вод и подпертой капиллярной каймы.

По направлению одномерного потока грунтовых вод был оборудован створ наблюдательных скв. 1, 2, 3, расстояния между которыми составили 120 и 190 м.

Расчет интенсивности питания грунтовых вод производился по (IV.78). Для этого график колебания уровня по средней скв. 2 (рис. 42) предварительно расчленялся на отрезки по времени Δt, в течение которых уровни испытывали

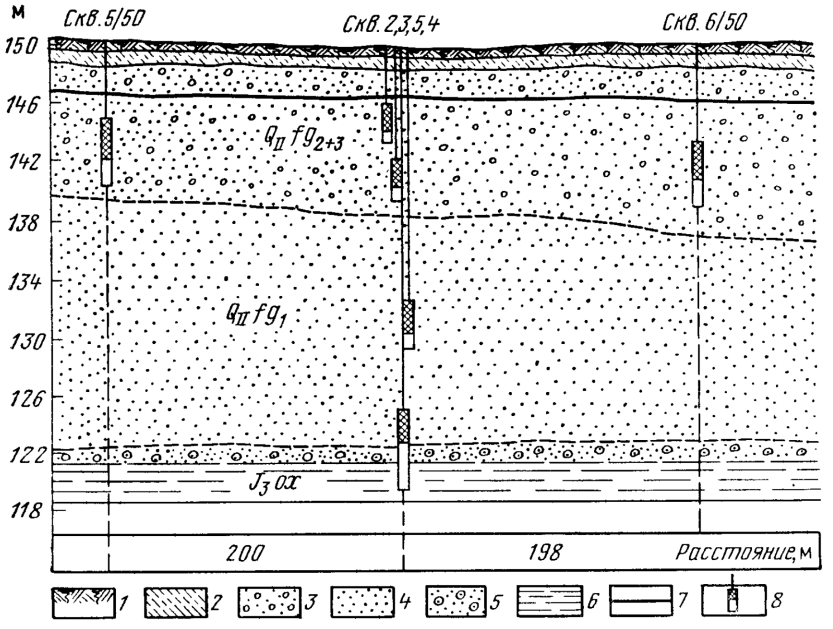


Рис. 41. Гидрогеологический профиль по направлению потока грунтовых вод на балансовом участке.

1 — почва; *2* — супесь легкая; *3* — пески разнозернистые с гравием, галькой; *4* — пески мелкозернистые флювиогляциальные; *5* — пески с остатками фосфоритов; *6* — глины оксфордские верхней юры; *7* — зеркало грунтовых вод; *8* — рабочая часть фильтра

подъем или понижение примерно с постоянной интенсивностью. В результате такого расчленения графика в течение 1951/52 гидрологического года было выделено восемь промежутков времени Δt (табл. 2).

Положительные величины питания грунтовых вод в таблице отвечают инфильтрации атмосферных осадков, отрицательные — восходящему току влаги в зону аэрации, происходящему вследствие испарения летом на поверхности почвы и ее промерзания зимой.

Из данного примера видно, что максимальная инфильтрация осадков, достигающих грунтовые воды, имеет место весной (10/IV—8/V) и составляет 9,28 мм/сут. В это время просачиваются талые воды снегового покрова с поверхности. Летом при выпадении осадков происходит минимальная инфильтрация (до 0,20 мм/сут). Осенью и зимой восходящий ток влаги в зону аэрации достигает 0,82 мм/сут. Наиболее интенсивен он при максимальном охлаждении грунтов зоны аэрации (26/II—10/IV) — 0,83 мм/сут.

Таблица 2

Расчет величины интенсивности питания грунтовых вод w для балансового участка на поляне гидрогеологического стационара

Дата среднего момента времени	Отметка уровня воды H и мощность потока h, м			Дата начала и конца периода	Уровень и мощность потока $\frac{H_2}{h_2}$, м/м	Изменение уровня ΔH, м	Промежуток времени Δt, сут	$A=1000\mu\frac{\Delta H}{\Delta t}$	$B=\frac{1000\,k}{l_1+l_2}$	$C=\frac{h_1^2-h_2^2}{l_1}$	$D=\frac{h_2^2-h_3^2}{l_2}$	$w=A-B\,(C-D)$, мм/сут
	скв. 1 $\frac{H_{1,s+1}}{h_{1,s+1}}$	скв. 2 $\frac{H_{2,s+1}}{h_{2,s+1}}$	скв. 3 $\frac{H_{3,s+1}}{h_{3,s+1}}$									
16/X 1951 г.	146,90 / 26,40	146,65 / 26,15	146,25 / 25,75	8/X 1951 г.	146,68 / 26,18	—0,05	16	—0,782	40,3	0,110	0,109	—0,82
				24/X 1951 г.	146,63 / 26,13							
26/XII 1951 г.	146,72 / 26,22	146,47 / 25,97	146,07 / 25,57			—0,33	125	—0,660	40,3	0,108	0,109	—0,62
				26/II 1952 г.	146,30 / 25,80							
19/III 1952 г.	146,52 / 26,02	146,25 / 25,75	145,85 / 25,35			—0,09	44	—0,512	40,3	0,116	0,108	—0,83
				10/IV 1952 г.	146,21 / 25,71							
24/IV 1952 г.	147,17 / 26,67	147,08 / 26,58	146,70 / 26,20			+0,74	28	+6,62	40,3	0,040	0,106	+9,28
				8/V 1952 г.	146,95 / 26,45							
28/V 1952 г.	147,16 / 26,60	146,88 / 26,38	146,48 / 25,98			—0,09	39	—0,578	40,3	0,124	0,110	—1,15
				16/VI 1952 г.	146,86 / 26,36							
4/VII 1952 г.	147,10 / 26,60	146,82 / 26,32	146,41 / 25,91			+0,11	36	+0,765	40,3	0,124	0,110	+0,20
				22/VII 1952 г.	146,97 / 26,47							
7/VIII 1952 г.	147,26 / 26,76	146,97 / 26,47	146,53 / 26,03			—0,04	32	—0,313	40,3	0,129	0,122	—0,60
				23/VIII 1952 г.	146,93 / 26,43							
7/IX 1952 г.	147,14 / 26,64	146,88 / 26,38	146,46 / 25,96			—0,09	30	—0,750	40,3	0,116	0,116	—0,71
				22/IX 1952 г.	146,84 / 26,34							

Примечание. Коэффициент фильтрации $k=12{,}5$ м/сут; водоотдача $\mu=0{,}25$. Отметка водоупора 120,5 м. Расстояния между скв. 1—2 $l_1=120$ м, между скв. 2—3 $l_2=190$ м.

Баланс грунтовых вод составляется для каждого расчетного промежутка времени Δt (табл. 3), что позволяет выявить закономерности формирования этого баланса в разрезе года и оценить годовой баланс в целом.

В качестве исходных данных принимаются ранее вычисленные интенсивности питания грунтовых вод w (см. табл. 2), изменение запасов грунтовых вод по средней скважине за единицу времени μ ($\Delta H/\Delta t$). По разности этих величин

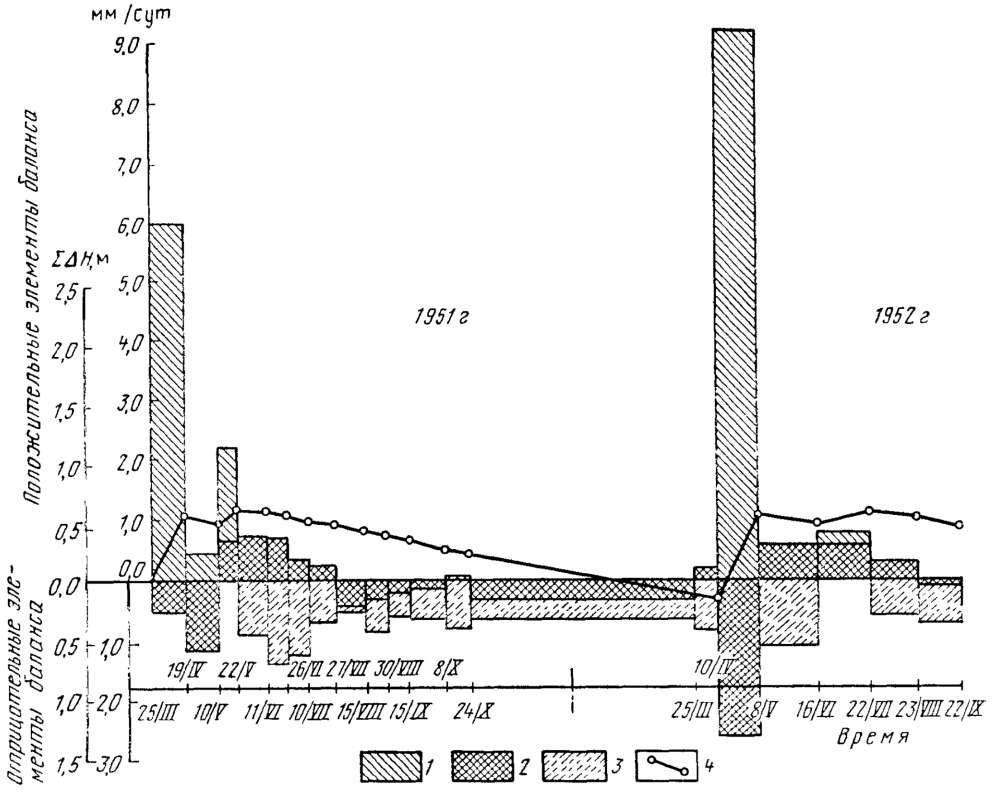


Рис. 42. Динамика элементов баланса грунтовых вод за 1951—1952 гг. на балансовом участке-поляне.

1 — инфильтрация атмосферных осадков, достигающих уровня грунтовых вод; *2* — разность между притоком и оттоком грунтовых вод; *3* — суммарное испарение грунтовых вод, включая пленочно-капиллярный отток влаги из водоносного пласта в зону аэрации; *4* — изменение уровня грунтовых вод

находится разность между притоком и оттоком вод за единицу времени. Накопление и убыль запасов грунтовых вод за время Δt вычисляются путем умножения соответствующего элемента баланса на промежуток времени.

Положительная разность между притоком и оттоком грунтовых вод $(Q_1/F - Q_2/F)\,\Delta t$ относится к положительным элементам баланса. Отрицательная разность тех же величин указывает на превышение оттока над притоком и относится к отрицательным элементам. Положительное питание представляет собой инфильтрацию атмосферных осадков и идет в накопление запасов грунтовых вод. Отрицательное питание принимается за суммарное испарение тех же вод, которое включает в себя расход этих вод на восходящий ток в зону аэрации и транспирацию растениями.

Таблица 3

Баланс грунтовых вод для участка на полянѐ

Дата начала периода	Промежуток времени Δt, сут	Изменение запасов грунтовых вод $\mu \frac{\Delta H}{\Delta t}$, мм/сут	Интенсивность питания грунтовых вод сверху w, мм/сут	Разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1 - Q_2}{F}$, мм/сут	Накопление воды за время Δt за счет		Убыль воды за время Δt за счет		Изменение запасов грунтовых вод $1000\mu\Delta H$, мм	Контрольный расчет		
					подземного притока за вычетом оттока $\frac{\Delta Q}{F}\Delta t$, мм	инфильтрации сверху, $w_1\Delta\tau$, мм	подземного оттока за вычетом притока $-\frac{\Delta Q}{F}\Delta t$, мм	испарения грунтовых вод, $u\Delta\Phi$, мм		Водоотдача μ	Изменение уровня воды ΔH, м	Изменение запасов грунтовых вод $1000\ \mu\Delta H$, мм
8/X 1951 г.	16	—0,78	—0,82	+0,04	0,6	—	—	13,1	—12,5	0,25	—0,05	—12,5
24/X 1951 г.	125	—0,66	—0,62	—0,04	—	—	5,0	77,5	—82,5	0,25	—0,33	—82,5
26/II 1952 г.	44	—0,51	—0,83	+0,32	14,0	—	—	36,5	—22,5	0,25	—0,09	—22,5
10/IV 1952 г.	28	+6,62	+9,28	—2,66	—	259,8	74,5	—	+185,3	0,25	+0,74	+185,0
8/V 1952 г.	39	—0,58	—1,15	+0,57	22,2	—	—	44,8	—22,6	0,25	—0,09	—22,5
16/VI 1952 г.	36	+0,77	+0,20	+0,57	20,5	7,2	—	—	+27,7	0,25	+0,11	+27,5
22/VII 1952 г.	32	—0,31	—0,60	+0,29	9,3	—	—	19,2	—9,9	0,25	—0,04	—10,0
23/VIII 1952 г. 22/IX 1952 г.	30	—0,75	—0,71	—0,04	—	—	1,2	21,3	—22,5	0,25	—0,09	—22,5
Годовая сумма, мм					66,6	267,0	80,7	212,4	+40,5		+0,16	+40,0
То же, %					20,0	80,0	24,2	63,6	+12,2			

Алгебраическая сумма элементов баланса — изменение запасов грунтовых вод контролируется путем умножения величины водоотдачи пород μ на изменение уровня воды ΔH, которое наблюдалось по средней скв. 2 за расчетный промежуток времени Δt.

Суммируя отдельные элементы баланса за год, получаем их годовые величины. Такое сложение всех элементов можно записать в виде уравнения

$$\mu \sum \Delta H = \sum \frac{\Delta Q}{F} \Delta\zeta - \sum \frac{\Delta Q}{F} \Delta\lambda + \sum w_1 \Delta\tau - \sum u \Delta\vartheta, \qquad \text{(IV.124)}$$

где $\sum \Delta H$ — изменение уровня грунтовых вод за год; $\sum \frac{\Delta Q}{F} \Delta\zeta$, $\sum \frac{\Delta Q}{F} \Delta\lambda$ — годовые суммы соответственно превышения притока над оттоком и оттока над притоком грунтовых вод, причем $\Delta\zeta$ и $\Delta\lambda$ — соответствующие промежутки времени ($\Delta\zeta + \Delta\lambda = \Delta t$); $\sum w_1 \Delta\tau$, $\sum u \Delta\vartheta$ — годовые суммы соответственно инфильтрации осадков, достигающих грунтовые воды, и испарения грунтовых вод; $\Delta\tau$, $\Delta\vartheta$ — соответствующие промежутки времени ($\Delta\tau + \Delta\vartheta = \Delta t$).

Все слагаемые формулы (IV.124) выражены в миллиметрах слоя воды.

Данные табл. 3 показывают, что за 1951/52 гидрологический год общее пополнение запасов грунтовых вод составило 333,6 мм слоя воды. Из этого количества на инфильтрацию осадков приходится 80%. При годовой сумме осадков 758,1 мм инфильтрация их до грунтовых вод составляла 35,2%. Около 20% общего прихода воды относилось к боковому притоку за вычетом оттока.

Поступившее количество подземной воды в течение года расходовалось на испарение (212,4 мм, или 79,5% от инфильтрации) и на подземный отток, превышавший приток. Разность оттекающей и притекающей воды за год составляла 80,7 мм, или 27,6% от всех расходных элементов. В другие периоды года приток превышал отток на 66,6 мм. В результате неравенства прихода и расхода воды в элементе к концу года накопилось 40,5 мм слоя воды.

Таким образом, основными элементами баланса грунтовых вод являются инфильтрация атмосферных осадков и расходование грунтовых вод на испарение. Размер местного восполнения подземного стока (80,7—66,6) составил 14,1 мм/год слоя воды, что отвечает модулю стока 0,45 л/с с 1 км^2. Интересно отметить, что такой же модуль местного пополнения подземного стока, или $\sum \frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta t = 14{,}6$ мм/год, получен нами для района расположения скв. 18, 19, 30 за тот же 1951/52 гидрологический год (Лебедев, 1972). Причем этот район включает в себя рассматриваемый балансовый участок на поляне и состоит из сосново-елового леса и перелесков.

Подземный сток на участке формируется из двух источников. До весенней инфильтрации талых вод отток воды из элемента происходит за счет некоторой сработки статических запасов грунтовой воды, которые были накоплены ранее. В период инфильтрации талых вод снегового покрова отток грунтовой воды в горизонтальном направлении максимальный (составляет до 2,7 мм/сут). Летом при расходовании грунтовых вод на испарение отток воды из элемента потока в горизонтальном направлении становится меньше притока. Последний превышает отток на 0,57 мм/сут.

Следовательно, расчет баланса грунтовых вод в элементе потока позволил не только количественно оценить главнейшие элементы баланса, но и выявить механизм формирования подземного стока, а также динамику притекающей и оттекающей подземной воды в вертикальном и горизонтальном направле-

ниях в течение года. Все это было необходимо для оценки ресурсов подземных вод и мелиорации избыточно увлажненных земель.

Результаты проведенного расчета баланса грунтовых вод изображены графически (см. рис. 42). Здесь представлены результаты данного и предшествующего расчетов баланса за 1951 г., показан ход изменения уровня грунтовых вод по данным наблюдений в центральной скв. 2.

Аналогично рассмотренному расчету обычно составляются балансы грунтовых вод для всех остальных элементов потока, выделенных на расчетных створах. Это позволяет перейти к оценке баланса грунтовых вод всего водосбора в целом.

Составление баланса грунтовых вод для участков водосбора и бассейнов рек

Главным при составлении баланса грунтовых вод является экстраполяция вычисленных элементов баланса (инфильтрация осадков $w_1\Delta\tau$, испарение грунтовых вод $u\Delta\vartheta$ и местное пополнение подземного стока $\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t$) по площади.

Несомненно, что при густой сети наблюдательных скважин, которая позволяет сплошь покрыть изучаемый участок расчетными элементами потока (см. рис. 30), необходимость в экстраполяции и интерполяции отпадает. При этом легко вычисляются средневзвешенные по площади значения элементов баланса.

В относительно простых условиях движения подземных вод и при наличии равномерно распределенной по площади наблюдательной сети скважин допустима линейная интерполяция величин элементов баланса.

Для этого расчетные значения последних для отдельных сезонов года или за год относятся к центрам тяжести расчетных элементов потока. Линейная интерполяция корректируется с учетом глубины до воды, растительности, рельефа местности и литологии зоны аэрации и зоны полного насыщения.

Наконец, при недостаточно густой сети наблюдательных скважин, и сложных условиях движения вод производится экстраполяция элементов баланса по площади. Она основывается на:

1) предварительно установленных связях каждого элемента баланса грунтовых вод с ведущими факторами, например глубиной до воды, литологией водоносных пород, растительностью, рельефом местности, а также с искусственными факторами (в условиях орошения или осушения);

2) районировании данной территории по значимости указанных факторов, что должно отображаться соответствующими картами, например картой глубин до грунтовой воды, литологии пород, растительности и т. п.;

3) интерполяции метеорологических факторов по площади, например осадков, дефицита влажности воздуха и др., с которыми также связаны элементы баланса грунтовых вод.

Так, например, в условиях залегания грунтовых вод в флювиогляциальных отложениях, представленных песками, и равнинного водосбора малой реки для экстраполяции величин инфильтрации осадков ($\sum w_1\Delta\tau$) и испарения грунтовых вод ($\sum u\,\Delta\vartheta$) по площади удобны графики связи этих величин с мощностью зоны аэрации (рис. 43). По данным изложенного выше расчета инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод за 1954 г. в бассейнах рек Пехорки и Купавинки были получены значения этих элементов баланса для отдельных сезонов года и для сравнительно сухих и значительно увлажненных

заболоченных мест. Цифры около точек на графике указывают номера средних расчетных скважин соответствующих элементов потока.

При наличии карты глубин до грунтовой воды, составленной на среднюю дату расчетного периода, и данного графика связи легко для каждой градации глубин определить диапазон величин инфильтрации осадков и испарения. На основе этого возможно построить соответствующие карты элементов баланса грунтовых вод по сезонам года и за годовой период.

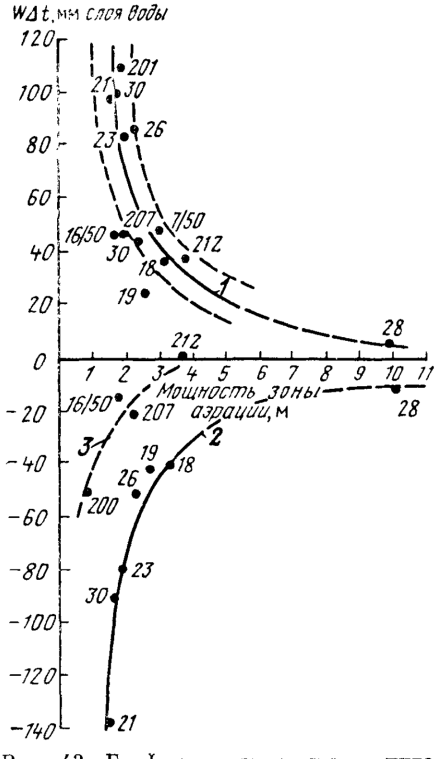


Рис. 43. График связи величин питания грунтовых вод с глубиной воды.
1 — весенний период (12/III—13/V 1954 г.); 2 — летний период (13/V—22/IX 1954 г.); 3 — для заболоченных мест (13/V—22/IX 1954 г.)

По данным непосредственных наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод составляются карты изменения этого уровня ΔH за тот или иной сезон или год. Наконец, при наличии данных о водоотдаче пород μ возможно и желательно составление карт величины изменения запасов грунтовых вод $\mu\,\Delta H$ за соответствующий период времени Δt.

Совмещение перечисленных карт величин $\sum w_1 \Delta\tau$, $\sum u\,\Delta\vartheta$, $\sum \mu \Delta H$ позволяет с помощью (IV.124) построить карту разности между притоком и оттоком грунтовых вод $\sum \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t = \sum \mu\,\Delta H - \left(\sum w_1 \Delta\tau - \sum u\,\Delta\vartheta\right)$, выраженную в миллиметрах слоя воды. Эта разность, взятая с обратным знаком, непосредственно представляет собой местное пополнение подземного стока. Для каждого района и бассейна в целом усредненная по площади величина этого пополнения подземного стока равна среднему слою подземного стока с бассейна.

При отсутствии карт отдельных элементов баланса грунтовых вод можно ограничиться одной картой глубин до грунтовой воды (рис. 44). Такая карта составляется на начало года. На ней изображаются границы подрайонов с определенным диапазоном изменения уровня грунтовых вод за год ΔH (м).

По данным такой карты составлена табл. 4, в которой указаны размеры площадей, имеющих определенную глубину до воды, и соответствующее изменение уровня ΔH. В этой таблице данные по осадкам взяты по метеорологической ст. Кучино, по поверхностному стоку — на основании нормы стока в р. Пехорку и расчленения этого стока на поверхностный и подземный. Последний получен независимым методом — по рассматриваемому здесь расчету величин питания и баланса грунтовых вод. Аккумуляция воды на поверхности D_1 определена по данным снегомерных наблюдений. Суммарное испарение вычислено по (II.4) при $\varepsilon = 0$.

Этот расчет баланса является иллюстративным. Несомненно, что в конкретных условиях необходимо осадки, поверхностный сток, суммар-

ное испарение определять для каждого района экспериментальными методами.

Так как к каждому району относится ряд подрайонов с определенной глубиной до воды и изменением ее уровня, то, сняв с графика связи $w\,\Delta t = f(z)$ (см. рис. 43) значение величин инфильтрации и испарения грунтовых вод и зная величину $\sum \mu\,\Delta H$, для каждого подрайона вычисляют по (IV.124) разность

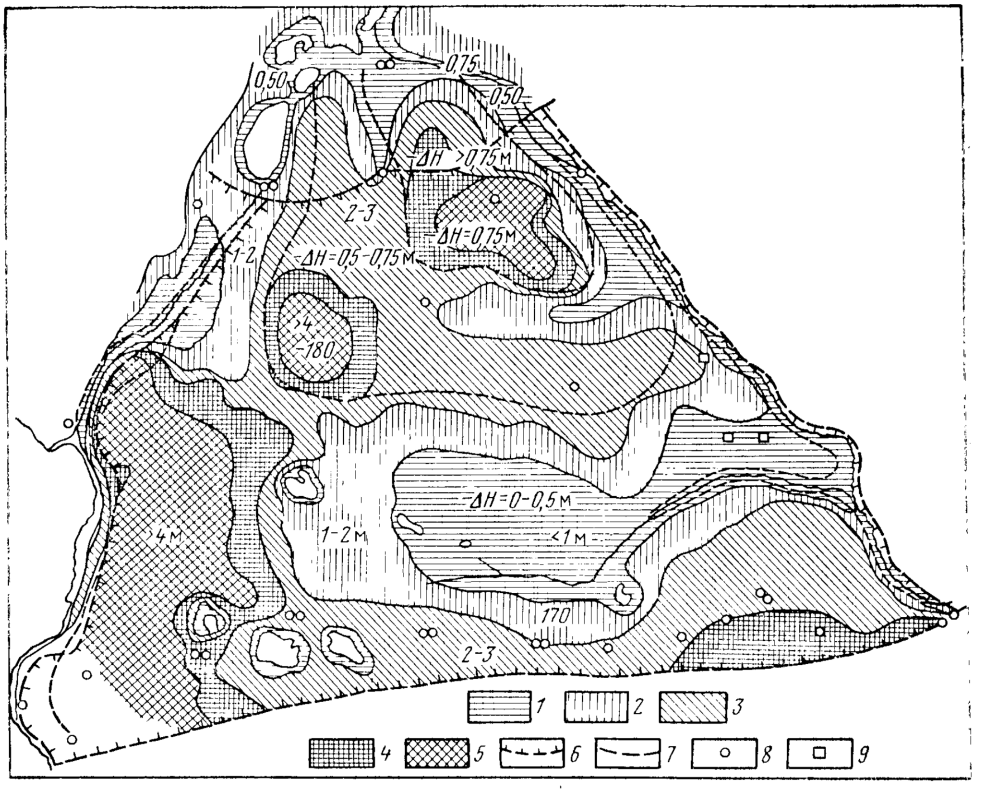


Рис. 44. Карта глубин до грунтовых вод и изменения их уровня на междуречье, сложенном флювиогляциальными отложениями.

Глубины до грунтовых вод от поверхности земли (в м): *1* — менее 1: *2* — от 1 до 2; *3* — от 2 до 3; *4* — от 3 до 4; *5* — более 4; *6* — граница балансового района; *7* — граница подрайона с одинаковым изменением вня грунтовых вод ΔH за год; *8* — наблюдательная скважина; *9* — колодец. Знак минус перед ΔH указывает, что эта величина в данном году отрицательная

между притоком и оттоком. Умножая эти элементы в виде слоя воды на соответствующие площади, получают объемные выражения этих элементов, в частности величины подземного оттока за вычетом притока. Алгебраическая сумма подрайонных или участковых значений последнего элемента баланса дает суммарный подземный сток в замыкающем сечении данного водосбора (Лебедев, 1963).

Указанным методом мы определили модуль подземного стока (M = 2,95 л/с с 1 км^2) для Пехорско-Купавинского междуречья по данным наблюдения за

Таблица 4

Баланс грунтовых вод и общий водный баланс Пехорско-Кулавицкого междуречья за 1948—1949 гг.

Номер района	Глубина до грунтовых вод, м	Среднее изменение уровня воды, ΔH, м	Площадь подрайона F, км²	Элементы баланса грунтовых вод, мм				Элементы общего водного баланса, мм/м³/год				
				Изменение запаса грунтовых вод $\sum \mu \Delta H$	Инфильтрация осадков $\sum w_c \Delta t$	Испарение грунтовых вод $\sum u \Delta \phi$	Разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\sum \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t$	Атмосферные осадки X	Поверхностный сток Y_2	Подземный отток за вычетом притока $\frac{\sum \frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta t}{\sum (Q_2 - Q_1)_1 \Delta t}$	Изменение запаса воды на поверхности D_1	Суммарное испарение Z
I	<1	0	0,52	0	170	250	80			$\frac{-80}{-1,6 \cdot 10^3}$		
	<1	−0,3	6,56	−110	150	210	−50			$\frac{50}{328 \cdot 10^3}$		
	<1	−0,6	0,88	−30	150	210	30			$\frac{-30}{-26,4 \cdot 10^3}$		
II	1—2	−0,3	10,43	−60	160	50	−170			$\frac{170}{1775 \cdot 10^3}$		
	1—2	−0,6	1,43	−60	110	140	−30			$\frac{30}{43,0 \cdot 10^3}$		
	1—2	−0,8	0,56	−80	110	140	−50	$\frac{515,2}{248,63 \cdot 10^3}$	$\frac{96,3}{46,47 \cdot 10^3}$	$\frac{50}{28,0 \cdot 10^3}$	$\frac{65}{31,37 \cdot 10^3}$	$\frac{323,1}{156,05 \cdot 10^3}$
III	2—3	−0,3	10,05	−40	80	110	−10			$\frac{10}{100,5 \cdot 10^3}$		
	2—3	−0,6	5,12	−100	140	40	−200			$\frac{200}{1024 \cdot 10^3}$		
	2—3	−0,8	0,34	−80	70	70	−80			$\frac{80}{27,2 \cdot 10^3}$		
IV, V	3—4, >4	−0,3	9,00	−20	50	20	−50			$\frac{50}{450 \cdot 10^3}$		
	3—4, >4	−0,6	1,69	−90	80	40	−130			$\frac{130}{304 \cdot 10^3}$		
	3—4, >4	−0,8	2,18	−110	130	40	−200			$\frac{200}{436 \cdot 10^3}$		
Итого за год			48,76									
в мм								515,2	96,3	93,2	65,0	323,1
в м³								$248,63 \cdot 10^3$	$46,47 \cdot 10^3$	$44,877 \cdot 10^3$	$31,37 \cdot 10^3$	$156,05 \cdot 10^3$

режимом грунтовых вод, проведенного в период 1948—1949 гг. Этот модуль оказался близким к модулю (3,02 л/с с 1 км^2), определенному ранее (1930 г.) Г. Н. Каменским и И. В. Гармоновым для данного междуречья с помощью расчетного метода Тима. Последний выполним при разведке живого сечения потока с помощью бурения до водоупора в расчетном створе, а также при проведении опытных откачек для определения коэффициента фильтрации пород в том же сечении.

Таким образом, можно сделать вывод о возможности широкого применения разработанного нами метода для подсчета баланса грунтовых вод и определения их динамических ресурсов, исходя из одних режимных наблюдений, а также знаний о параметре μ. При этом отпадает необходимость в применении дорогостоящих разведочных работ, связанных с использованием расчетного метода Тима.

В случаях экстраполяции расчетных элементов баланса грунтовых вод на бóльшие территории, чем изученный водосбор, рекомендуется предварительное нахождение связей безразмерных величин инфильтрации осадков, испарения и стока с рассмотренными выше факторами (Лебедев, 1972). При этом безразмерность величин обусловлена отношением слоя воды, отвечающего данному элементу баланса, к слою осадков (например, их нормы) за соответствующий или предшествующий периоды времени.

При исследовании баланса грунтовых вод указанным методом в дельте р. Мургаба (Туркменская ССР) мы находили тесные корреляционные связи между величинами инфильтрации, испарением грунтовых вод, с одной стороны, и коэффициентом земельного использования (в условиях орошения), а также с глубиной до воды, — с другой. Эти связи позволили составить дифференцированный по площади баланс грунтовых вод и выполнить прогноз изменения их уровня для проектных условий переустройства оросительных систем (Лебедев, 1957).

Применение метода конечных разностей к расчету гидрогеологических параметров

Г. Н. Каменский (1943) указывал, что в некоторых случаях удается получить величину водоотдачи пород μ непосредственно путем вычисления из (IV.77), применяя последнее к зимнему периоду, когда интенсивность питания грунтовых вод w можно принять равной нулю. Для этого периода при $w = 0$ указанное уравнение выражает процесс падения уровня грунтовых вод в результате расходования запасов грунтовых вод на подземный отток. Такой прием расчета параметра μ оправдывает себя при соблюдении следующих положений:

1) в зимнее время уровень грунтовых вод должен находиться на глубинах более 4—5 м, где зимнее охлаждение почвогрунтов с поверхности существенно не влияет, следовательно, — при отсутствии восходящего пленочно-капиллярного или парообразного токов влаги в зону аэрации, т. е. при отсутствии термокапиллярного и термодиффузивного механизмов влагопереноса, а также при отсутствии оттепелей;

2) в качестве исходных данных используются результаты многократных наблюдений за уровнем грунтовой воды.

Так, например, для двухмерного в плане потока при постоянной водопроводимости пласта и сеточном расположении наблюдательных скважин (см.

рис. 28) при $w = 0$ согласно (IV.79) имеем для коэффициента уровнепроводности:

$$a = \frac{kh_{ср}}{\mu} = \frac{\Delta H_{ср}(\Delta l)^2}{\Delta t \sum_{i=1}^{4} D_i}, \qquad (IV.125)$$

где

$$D_i = \frac{1}{n-1}\left[\frac{\left(H_i^{(1)} - H_m^{(1)}\right) + \left(H_i^{(n)} - H_m^{(n)}\right)}{2} + \sum_{j=2}^{n-1}\left(H_i^{(j)} - H_m^{(j)}\right)\right]. \qquad (IV.126)$$

Здесь $H_i^{(1)}$ — отметка уровня грунтовых вод в одной из боковых скважин i в первый срок наблюдений; $H_i^{(n)}$ — то же, в n-й срок наблюдений; $H_m^{(1)}$, $H_m^{(n)}$ — отметки уровня грунтовых вод в средней скважине m соответственно в первый и n-й сроки наблюдений; $H_m^{(j)}$, $H_i^{(j)}$ — отметки уровня грунтовых вод соответственно в средней m и боковой i скважинах в любой промежуточный срок j наблюдений; n — число сроков наблюдений, производящихся через равные отрезки времени в течение промежутка Δt; $\Delta H_{ср}$ — усредненное по площади изменение уровня грунтовой воды в элементе потока за промежуток времени Δt.

При одном замере уровня в течение периода времени Δt будет действительна формула

$$a = \frac{\Delta H_{ср}(\Delta l)^2}{\Delta t \sum_{i=1}^{4}(H_i - H_m)}, \qquad (IV.127)$$

где H_i, H_m — отметки уровней грунтовых вод в средний момент промежутка времени Δt соответственно в боковой i и средней m скважинах; остальные обозначения прежние.

Для одномерного потока и при использовании также всего ряда наблюдений через равные отрезки времени в (IV.125) значения i принимают от 1 до 2. При этом средняя скважина имеет номер m, а крайние — 1, 2.

В случаях невозможности принять условие $w = 0$ из-за близкого залегания уровня грунтовых вод или наличия оттепелей зимой выбирают длительные периоды времени $\sum \Delta t$, в течение которых можно принять $w = \text{const}$.

Тогда, по П. А. Киселеву, действительна формула

$$a = \frac{\left(\sum_1 \Delta H - \sum_2 \Delta H\right)\Delta x}{\sum_1^{n_1}\left[\left(\frac{H_1 - H_2}{l_1} - \frac{H_2 - H_3}{l_2}\right)\Delta t_1\right]_i - \sum_1^{n_2}\left[\left(\frac{H_1 - H_2}{l_1} - \frac{H_2 - H_3}{l_2}\right)\Delta t_2\right]_i}, \qquad (IV.128)$$

где $\sum_1 \Delta H$, $\sum_2 \Delta H$ — суммарные изменения уровня грунтовых вод, взятые соответственно для периодов времени $\sum_1^{n_1} \Delta t$ и $\sum_1^{n_2} \Delta t$; здесь n_1, n_2 — числа отрезков времени, взятых для двух периодов, в течение которых суммарные величины питания сверху $\sum w \Delta t$ одинаковы; H_1, H_2, H_3 — отметки уровня грунтовых вод соответственно в скв. 1, 2, 3, взятые на серединах отрезков времени; l_1, l_2 — расстояния между скв. 1—2, 2—3.

До производства расчета по (IV.128) необходимо проверить, соблюдается ли условие

$$\left(\sum_2 \Delta H\right)\sum_1^{n_1}(I_{1\text{-}2}-I_{2\text{-}3})\,\Delta t+\left(\sum_1 \Delta H\right)\sum_1^{n_3}(I_{1\text{-}2}-I_{2\text{-}3})\,\Delta t+$$

$$+\left(\sum_3 \Delta H\right)\sum_1^{n_2}(I_{1\text{-}2}-I_{2\text{-}3})\,\Delta t-\left(\sum_2 \Delta H\right)\sum_1^{n_3}(I_{1\text{-}2}-I_{2\text{-}3})\,\Delta t-\left(\sum_3 \Delta H\right)\sum_1^{n_1}(I_{1\text{-}2}-$$

$$-I_{2\text{-}3})\,\Delta t-\left(\sum_1 \Delta H\right)\sum_1^{n_2}(I_{1\text{-}2}-I_{2\text{-}3})\,\Delta t=0, \qquad \text{(IV.129)}$$

где $I_{1\text{-}2}=\frac{H_1-H_2}{l_1}$; $I_{2\text{-}3}=\frac{H_2-H_3}{l_2}$; $\sum_3 \Delta H$ — суммарное изменение уровня за период времени $\sum_1^{n_3}\Delta t$, когда питание сверху то же, что и прежде; n_3 — число членов суммы, отвечающей периоду времени $\sum_1^{n_3}\Delta t$; остальные обозначения прежние.

П. А. Киселев (1967) дает расчетные формулы для определения моментов времени t_2 и t_3, отвечающих указанным выше расчетным периодам времени $\sum_1^{n_2}\Delta t$, $\sum_1^{n_3}\Delta t$, в течение которых питание грунтовых вод одинаково.

Для двухслойного пласта водоносных пород (см. рис. 32) коэффициент уровнепроводности пород верхнего пласта $\frac{k_в}{\mu}$ (здесь $k_в$ — коэффициент фильтрации пород верхнего слоя в вертикальном направлении) вычисляется с помощью формулы

$$\frac{k_в}{\mu}=\frac{h'}{H-H'}\frac{\Delta h}{\Delta t}, \qquad \text{(IV.130)}$$

где μ — водоотдача или недостаток насыщения пород верхнего слоя; h' — расстояние между центрами фильтров двух наблюдательных скважин, из которых верхняя имеет фильтр около зеркала грунтовых вод, а нижняя — около подошвы верхнего слоя, но в пределах нижнего слоя; H, H' — напоры воды соответственно в нижнем и верхнем пьезометрах (скважинах); Δh — изменение мощности грунтовых вод в верхнем слое за промежуток времени Δt.

Для применения этого метода важно соблюдение следующих условий:

1) измерение уровня грунтовых вод в верхнем пласте следует производить по пьезометру с фильтром около зеркала воды, диаметр и длина фильтра — минимальные;

2) принимаемое в расчет изменение уровня Δh должно отвечать периоду, в течение которого отсутствует инфильтрационное питание или испарение с уровня грунтовых вод;

3) при оборудовании пьезометров необходимо создать условия, в которых будет невозможным затрубное движение вод из одной части пласта в другую; обычно это достигается применением забивных штек-фильтров.

Определив рассмотренным путем коэффициент уровнепроводности, из (IV.36) находят параметр μ.

При этом водопроводимость пласта весьма надежно определяется методом опытных откачек.

Оценка погрешности расчета питания грунтовых вод по данным режимных наблюдений

Оценка погрешности расчета питания грунтовых вод по данным режимных наблюдений производится при обосновании применяемых формул, которые используются в расчетах, и при интерпретации результатов вычисления элементов водного баланса.

По своей сущности погрешности могут подразделяться на три категории:

1) возникающие при упрощении расчетной схемы, или методологические погрешности;

2) возникающие при неучете ограничений применения конечно-разностных решений;

3) возникающие из-за неточности используемых параметров и измеряемых в натуре исходных величин — метрологические погрешности.

Рассмотрим первую категорию погрешностей на примере полуограниченного потока (см. рис. 6, схема *б*).

Для этого потока при одномерном движении вод и линейном во времени изменении уровня воды на границе $x = 0$ действительна формула (IV.6).

Выше было отмечено, что при соблюдении условия (IV.64) указанную формулу можно заменить более простой (IV.65), которая отвечает схеме неограниченного потока. При этом достаточны данные о колебаниях уровня воды по одиночной скважине.

Такая замена полуограниченного потока неограниченным очень выгодна по большому ряду обстоятельств: требуется знание только одного параметра μ, используются данные наблюдений по одиночным скважинам, значительно упрощается процесс вычисления. Несомненно, что использование в расчетах данных одиночных скважин возможно при значительном удалении их от рек, каналов и водоемов.

Оценить относительную погрешность, возникающую от замены полуограниченного потока неограниченным, возможно по формуле

$$\delta_{wt} = \frac{\alpha - 1}{\beta - 1}, \qquad \text{(IV.131)}$$

где δ_{wt} — относительная погрешность вычисления питания грунтовых вод, возникающая из-за применения формулы для неограниченного потока (IV.65) вместо формулы (IV.6) для полуограниченного потока, в долях единицы; $\alpha = \frac{\Delta H^0}{\Delta H}$ (здесь ΔH^0, ΔH — изменение уровня грунтовых вод за время t соответственно в начальном ($x = 0$) и в данном сечении потока x); $\beta = \frac{1}{R(\lambda)}$ (здесь $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$, где x — расстояние между начальным и расчетным сечениями — скважинами — потока). Остальные обозначения прежние

Если задаться различными значениями α и β, то для них можно найти соответствующие величины погрешностей, возникающих от замены одной расчетной схемы другой (рис. 45). На основании номограммы, представленной на этом рисунке, легко перейти к оценке допустимого для выбранной погрешности δ_{wt} нижнего предела расстояния x между скважинами по потоку вод, с учетом различных относительных колебаний уровня $\alpha = \frac{\Delta H^0}{\Delta H}$ (рис. 46). Так, например, зная для данного водоносного горизонта коэффициент уровне-

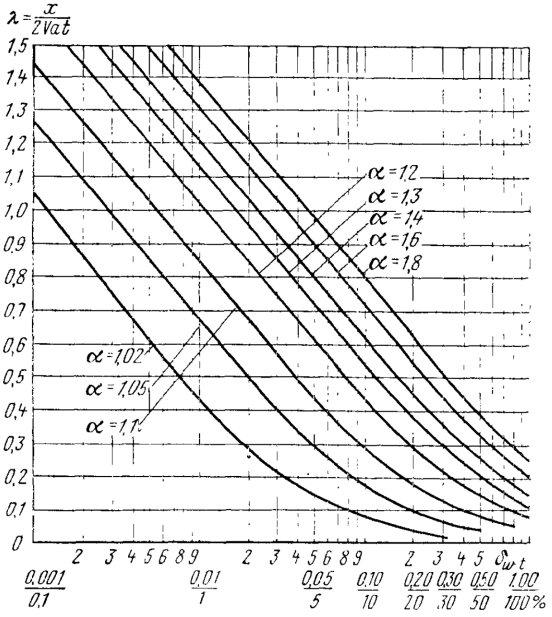


Рис. 45. График связи величины погрешности расчета питания грунтовых вод по формуле для неограниченного потока с параметрами $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$ и $\alpha = \frac{\Delta H_0}{\Delta H}$

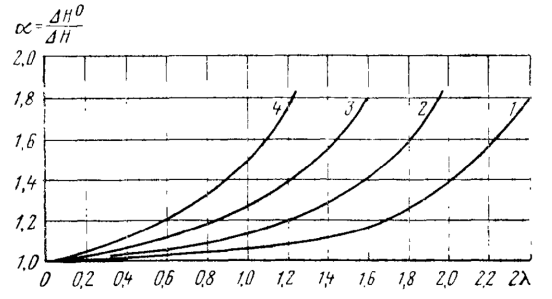


Рис. 46. График связи относительных величин изменения уровня грунтовых вод в начальном сечении потока с параметром 2λ при разных погрешностях δ_{wt} расчета питания грунтовых вод сверху

1 — $\delta_{wt} = 2\%$; *2* — $\delta_{wt} = 5\%$; *3* — $\delta_{wt} = 10\%$; *4* — $\delta_{wt} = 20\%$

проводности $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, расчетное время t (между экстремальными в году уровнями) и расстояние между двумя скважинами по потоку вод x, вычислим величину $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$. Этот параметр, взятый с учетом отношения $\alpha = \frac{\Delta H^0}{\Delta H}$, действительного для той же пары скважин, позволяет найти с помощью рис. 45 соответствующую погрешность δ_{wt} расчета питания.

Можно решить и обратную задачу: задавшись допустимой погрешностью δ_{wt} расчета питания грунтовых вод для фактического отношения $\alpha = \Delta H^0/\Delta H$, проверить, удовлетворяет ли данной погрешности δ_{wt} фактическое расстояние x между наблюдательными скважинами. Для этого требуемое расчетное расстояние $x_р = 2\lambda\sqrt{at}$ (где λ — параметр, снимаемый с номограммы) сопоставляется с фактическим расстоянием x. Если окажется, что $x \geqslant x_р$, то погрешность расчета питания грунтовых вод, вычисленного по более простой формуле (IV.65), будет равной или меньше заданной δ_{wt}.

На рис. 46 для некоторых погрешностей δ_{wt} (от 2 до 20%) изображена связь относительных изменений уровней грунтовых вод в смежных скважинах $\alpha = \Delta H^0/\Delta H$ с двойной величиной λ, которая, будучи умножена на $\sqrt{at}$, дает выражение расстояния между скважинами, т. е. $x = 2\lambda\sqrt{at}$.

Из этого рисунка следует, что при взятии в качестве допустимой погрешности $\delta_{wt} = 5\%$ расстояние между скважинами, допускающее применение формулы для неограниченного потока (IV.65), будет $x \geqslant 1{,}96\sqrt{at}$ при $\alpha = \Delta H^0/\Delta H = 1{,}8$ и $x \geqslant 0{,}89\sqrt{at}$ при $\alpha = \Delta H^0/\Delta H = 1{,}1$.

При длительности расчетного периода $t = 50$ сут в первом случае расстояние между скважинами должно быть $x \geqslant 540$ м при $a = 1500$ м²/сут (для

песчаного водоносного горизонта), во втором случае для того же водоносного горизонта $x \geqslant 245$ м.

Для водоносного горизонта, заключенного в суглинках, при $a = 100$ м^2/сут, $t = 50$ сут имеем: $x \geqslant 139$ м для $\alpha = 1{,}8$ и $x \geqslant 63$ м для $\alpha = 1{,}1$.

Таким образом, чем больше водопроницаемость пород водоносного горизонта, тем больше должно быть расстояние между скважинами, которые могут рассматриваться как одиночные.

В случаях неоднородного строения водоносного горизонта в плане и применения метода конечных разностей погрешность расчета питания грунтовых вод будет зависеть от точности определения коэффициента фильтрации в каждом расчетном сечении (скважине). Так как точность этого коэффициента часто бывает низкой, то целесообразно поток разделить на части с кусочно-однородными условиями фильтрации. Для каждого относительно однородного участка необходимо по данным о режиме уровня определить коэффициент уровнепроводности $a = kh_{ср}/\mu$.

Влияние погрешности определения коэффициента фильтрации на точность расчета интенсивности питания рассмотрим ниже вместе с оценкой влияния погрешностей других параметров.

Как было указано ранее [см. формулу (IV.76)], метод конечных разностей имеет ограничение, связанное с выражением расходов неустановившегося потока вод формулами, действительными для установившегося движения.

С. Ф. Аверьянов (1956) сопоставил расходы грунтового потока, вычисленные по формулам для неустановившегося полуограниченного потока $Q_{ну}$, с расходами, вычисленными по формуле Дюпюи для установившегося движения $Q_у$. Соотношение этих расходов для различных критериев Фурье $Fo = at/x^2$ приведено в табл. 5, где даны значения $\chi = Q_{ну}/Q_у$.

Из данных табл. 5 следует, что ошибка в расчете расхода потока по формулам для установившегося движения будет тем меньше, чем больше значение Fo. Иначе говоря, ошибка будет тем меньше, чем дольше поток существует (t) и чем он короче, т. е. чем меньше x, по С. Ф. Аверьянову (1956). Учитывая это обстоятельство, следует заключить, что расстояние между скважинами, закладываемыми для характеристики потоков, должны быть не более чем

$$x = \sqrt{\frac{at}{Fo}}, \qquad \text{(IV.132)}$$

где a — коэффициент уровнепроводности водоносного пласта; t — расчетное время, например равное промежутку между сроками наступления минимума и следующего за ним максимума уровня.

Величина Fo может быть взята из табл. 5 в зависимости от величины χ, которая, в свою очередь, связана с относительной погрешностью η расчета расхода потока зависимостью

$$\eta = \frac{Q_{ну} - Q_у}{Q_у} = \chi - 1, \qquad \text{(IV.133)}$$

где обозначения прежние.

Таким образом, задавшись допустимой относительной погрешностью расчета расхода потока грунтовых вод η, например равной 21%, из (IV.133) определяем $\chi = 1 + 0{,}21 = 1{,}21$. Далее по табл. 5 находим соответствующее значение $Fo = 0{,}40$.

Таблица 5

Значения коэффициента $\chi = \frac{Q_{ну}}{Q_у} = f(\mathrm{Fo})$

Fo	χ	Fo	χ	Fo	χ	Fo	χ	Fo	χ
0	∞	0,16	1,53	0,9	1,09	4,0	1,02	25,0	1,0
0,01	5,64	0,17	1,51	1,0	1,08	4,5	1,02	30,0	1,0
0,02	3,99	0,18	1,47	1,2	1,07	5,0	1,02	35,0	1,0
0,03	3,26	0,20	1,42	1,4	1,06	6,0	1,01	40,0	1,0
0,04	2,82	0,25	1,34	1,6	1,05	7,0	1,01	45,0	1,0
0,05	2,52	0,30	1,28	1,8	1,05	8,0	1,01	50,0	1,0
0,06	2,31	0,35	1,24	2,0	1,04	9,0	1,01	60,0	1,0
0,07	2,15	0,40	1,21	2,2	1,04	10,0	1,01	70,0	1,0
0,08	2,02	0,45	1,19	2,4	1,04	12,0	1,01	80,0	1,0
0,09	1,91	0,50	1,17	2,6	1,03	14,0	1,01	90,0	1,0
0,10	1,83	0,60	1,14	2,8	1,03	16,0	1,01	100,0	1,0
0,12	1,70	0,70	1,12	3,0	1,03	18,0	1,00		
0,14	1,60	0,80	1,10	3,5	1,02	20,0	1,00		

Если в данном примере $a = 1000$ м²/сут, $t = 50$ сут, то с учетом значения $\mathrm{Fo} = 0{,}40$ получаем наибольшее допустимое расстояние между скважинами, равное согласно (IV.132) величине

$$x = \sqrt{\frac{1000 \cdot 50}{0{,}40}} = 354 \text{ м}.$$

Наконец, метрологические погрешности расчета интенсивности питания w могут быть оценены, если учесть (IV.75) и допустимые погрешности наиболее трудно поддающихся определению переменных параметров.

Перепишем указанную формулу для одномерного потока в однородном пласте в виде

$$w = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} - \frac{kh_{ср}}{(\Delta x)^2}(\Delta h_1 - \Delta h_2), \qquad \text{(IV.134)}$$

где Δh_1, Δh_2 — падения напора грунтовой воды соответственно между сечениями 1—2 и 2—3, расположенными по потоку вод; $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока; Δx — расстояния между этими сечениями (скважинами). Остальные обозначения прежние.

Предельная абсолютная погрешность расчета величины w составит

$$\Delta_w = \frac{\Delta H}{\Delta t}\Delta_\mu + \frac{kh_{ср}}{(\Delta x)^2}\Delta_{(\Delta h_1)} + \frac{kh_{ср}}{(\Delta x)^2}\Delta_{(\Delta h_2)}, \qquad \text{(IV.135)}$$

где Δ_μ, $\Delta_{(\Delta h_1)}$, $\Delta_{(\Delta h_2)}$ — предельные или допустимые абсолютные погрешности соответственно водоотдачи или недостатка насыщения грунтов, величины падения напоров грунтовой воды между сечениями *1—2* и *2—3*; остальные обозначения прежние.

Так например, при $\Delta H/\Delta t = 10$ мм/сут, $\frac{kh_{ср}}{(\Delta x)^2} = 10 \cdot 20/(400)^2 = 0{,}00125$ 1/сут, $\Delta_\mu = 0{,}02$, $\Delta_{(\Delta h_1)} = 0{,}02$ м; $\Delta_{(\Delta h_2)} = 0{,}02$ м будем иметь:

$$\Delta_w = 10 \cdot 0{,}02 + 0{,}00125 \cdot 10^3 (0{,}02 + 0{,}02) = 0{,}2 + 0{,}05 = 0{,}25 \text{ мм/сут}.$$

Из этого примера видно, что основной вклад в общую погрешность расчета вносит погрешность определения параметра μ. Следует заметить, что вероятное отклонение суммы от среднего значения равно корню квадратному из суммы квадратов вероятных отклонений слагаемых. Поэтому вероятное отклонение будет меньше суммы вероятных отклонений слагаемых. Для данного примера вероятное отклонение будет 0,21 мм/сут.

Приемлемой допустимой погрешностью параметра μ можно считать $\Delta_\mu = 0{,}01$. Тогда общая предельная погрешность величины w в указанном примере составит 0,15 мм/сут.

В условиях хорошего дренирования сильнопроницаемых водоносных пластов на общую погрешность Δ_w основное влияние оказывают погрешности замера уровня воды и, следовательно, падения напора по длине потока $\Delta_{(\Delta h)}$.

Если исходить из условия, что соответствующая составляющая общей погрешности должна быть не более 0,05 мм/сут, т. е.

$$\frac{kh_{ср}}{(\Delta x)^2}\Delta_{(\Delta h)} \leqslant 0{,}00005 \text{ м/сут},$$

то получим условие

$$\Delta x \geqslant 141\sqrt{kh_{ср}\Delta_{(\Delta h)}}, \text{ м}, \qquad \text{(IV.136)}$$

согласно которому можно найти нижний предел расстояния между скважинами обычные замеры уровня воды в которых обеспечат требуемую точность расчета величины w.

Например, при $kh_{ср} = 1500$ м²/сут, $\Delta_{(\Delta h)} = 0{,}02$ м будем иметь $\Delta x \geqslant 141\sqrt{1500 \cdot 0{,}02} = 772$ м. Верхний предел расстояния между скважинами для этого же примера найдем по (IV.132), приняв $\mu = 0{,}10$, $t = 50$ сут; $\chi = 1{,}21$ и $Fo = 0{,}40$:

$$x = \sqrt{\frac{at}{Fo}} = \sqrt{\frac{1500 \cdot 50}{0{,}10 \cdot 0{,}40}} \approx 1370 \text{ м}.$$

Такие сравнительно большие расстояния между скважинами применяются при региональном изучении режима и баланса грунтовых вод.

Аналогично формуле (IV.135) можно написать выражение для предельной абсолютной погрешности интенсивности питания грунтовых вод в случае неоднородного по водопроницаемости пласта

$$\Delta_w = \frac{\Delta H}{\Delta t}\Delta_\mu + \frac{k_1 h_{ср}}{(\Delta x)^2}\Delta_{(\Delta h_1)} + \frac{k_2 h_{ср}}{(\Delta x)^2}\Delta_{(\Delta h_2)} + \frac{h_{ср}\Delta h_1}{(\Delta x)^2}\Delta_{k_1} + \frac{h_{ср}\Delta h_2}{(\Delta x)^2}\Delta_{k_2}, \qquad \text{(IV.137)}$$

где Δ_{k_1}, Δ_{k_2} — предельные или допустимые абсолютные погрешности коэффициентов фильтрации соответственно в интервалах потока между скв. 1—2 и 2—3. При этом коэффициенты фильтрации k_1 и k_2 являются усредненными на соответствующих интервалах. Они могут определяться методом опытных откачек.

Зная абсолютные погрешности расчета интенсивности питания грунтовых вод, легко вычислить относительные погрешности.

Например, предельная относительная погрешность расчета питания грунтовых вод по формуле (IV.6) для полуограниченного потока равна

$$\delta_{wt} = \delta_\mu + 2\delta_{R(\lambda)}, \qquad \text{(IV.138)}$$

где δ_μ — предельная относительная погрешность определения водоотдачи или недостатка насыщения пород; $\delta_{R(\lambda)}$ — предельная относительная погрешность определения значения функции $R(\lambda)$.

Последняя погрешность зависит от относительной погрешности параметра $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$, т. е. от величины

$$\delta_\lambda = \frac{1}{2}(\delta_k + \delta_\mu); \qquad \text{(IV.139)}$$

здесь δ_k — относительная погрешность определения коэффициента фильтрации водоносных пород.

Так, если $\delta_k = 0{,}10$; $\delta_\mu = 0{,}10$, то $\delta_\lambda = 0{,}10$. Далее из прил. 1 находим соответствующую погрешность функции $\delta_{R(\lambda)}$, как относительное приращение последней, отвечающее относительному приращению аргумента λ, равному $\delta_\lambda = 0{,}10$. Для значений λ от 0,10 до 0,11 находим $\delta_{R(\lambda)} = \Delta_{R(\lambda)}/R(\lambda) = 0{,}025$.

Поэтому для данного примера относительная погрешность расчета величины wt составит: $\delta_{wt} = 0{,}10 + 2 \cdot 0{,}025 = 0{,}15$. Такой расчет погрешности отвечает случаю вычисления коэффициента уровнепроводности по данным о коэффициенте фильтрации k и водоотдачи пород μ.

Но если тот же коэффициент уровнепроводности находить, исходя из данных режимных наблюдений, например по (IV.30), то погрешность δ_{wt} сокращается до величины δ_μ, так как замеры приращений уровней воды ΔH^0 и ΔH в сечениях $x = 0$, $x > 0$ имеют ничтожно малую погрешность.

Из этого примера видно, насколько важно предварительно найти по данным режимных наблюдений параметр $\lambda = x/2\sqrt{at}$. Так же важно уменьшить погрешность определения водоотдачи пород μ.

Несомненно, что требуемая точность расчета питания грунтовых вод должна быть не ниже, а значительно выше точности экспериментального определения главнейших элементов водного баланса, т. е. осадков испарения и поверхностного стока. Допустимая относительная погрешность величины питания грунтовых вод обычно считается равной $\delta_{wt} = 10 \div 20\%$. При тщательном определении параметра μ (с точностью $5 \div 10$ отн. %) и достаточно обоснованном выборе расстояний между скважинами x относительная погрешность величины питания грунтовых вод не превышает 10%, что вполне удовлетворяет требованиям воднобалансовых расчетов.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛАГОПЕРЕНОСА И БАЛАНСА ВЛАГИ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

ВЛАГОПЕРЕНОС В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Изучение баланса влаги в зоне аэрации, отделяющей первый водоносный горизонт грунтовых вод от дневной поверхности, представляет большой научный и практический интерес. В научном отношении знание законов передвижения влаги в ненасыщенной зоне важно для познания процессов формирования грунтовых вод, их режима во взаимосвязи с процессами на дневной поверхности и в глубоких недрах земли. В практическом отношении изучение законов передвижения влаги в этой зоне необходимо для определения восполнения запасов подземных вод, управления режимом почвенной влаги, например в корнеобитаемом слое почв, для обоснования искусственного восполнения запасов грунтовых вод и для разработки защитных мероприятий по охране этих вод от загрязнения и т. п.

Перед рассмотрением теоретических вопросов влагопереноса остановимся на категориях и видах воды, а также на качественном определении возможных механизмов движения влаги.

Виды воды в ненасыщенных породах и механизмы ее движения

Вода в горных породах может быть в газообразной, жидкой и твердых фазах. Последняя обычно представлена льдом, но существует также и как связанная физико-химически.

Не останавливаясь на многочисленных классификациях вод в ненасыщенных почвогрунтах (минералогической, геохимической и регионально-гидрогеологической), возьмем как наиболее стройную и типичную для почвенно-гидрогеологических исследований классификацию, принятую в почвенной гидрологии (по А. А. Роде, С. И. Долгову, Ф. Е. Колясеву и др.).

Согласно взглядам этих авторов, в зоне неполного насыщения (аэрации) различают следующие формы влаги: 1) кристаллизационную, 2) твердую, 3) парообразную, 4) прочно- и рыхлосвязанную, 5) свободную. Последняя подразделяется на: стыковую, капиллярно-повышенную, гравитационно-просачивающуюся, капиллярно-подпертую и воду грунтового потока. Рассмотрим те формы влаги, которые являются непосредственным объектом воднобалансовых исследований.

Парообразная влага находится в почвенном воздухе. Передвигается активно под влиянием градиента упругости паров и пассивно вместе с током воздуха. При влажности почвы выше влажности устойчивого завядания растений (ВЗ) количество водяного пара максимально для данной температуры. Движение парообразной влаги подчиняется закону Фика. Эта форма влаги представляет интерес при воднобалансовых исследованиях в засушливых зонах пустынь и в высокогорных условиях, где возможны и значительны по величине процессы конденсации водяных паров.

Прочносвязанная влага удерживается адсорбционными силами почвенных частиц, достигающими 10 000 кгс/см². На поверхности последних образуется тонкая пленка толщиной в два-три диаметра молекул воды. По своим свойствам она близка к твердому телу, имеет большую плотность (в среднем 2). При своем возникновении выделяет теплоту смачивания.

Максимальное содержание прочносвязанной влаги (МАВ — максимальная адсорбционная влагоемкость) определяется по величине нерастворяющего объема при условии применения растворов солей высокой концентрации, по теплоте смачивания и биологическим методом. Передвигается такая влага только в парообразном состоянии.

При толщине слоя адсорбированной влаги, равной 10—30 диаметрам молекул воды, по Б. В. Дерягину, образуется сольватный слой практически без выделения тепла. Этот слой, как указывает Ф. Е. Колясев, также имеет аномальные физико-химические свойства по сравнению с жидкостью в объеме.

Рыхлосвязанная влага образует вокруг почвенных частиц пленку (пленочная влага), толщина которой может достигать десятков диаметров молекул. Плотность ее не превышает плотности обычной жидкой воды. Способностью выделять теплоту смачивания не обладает. Гидростатического давления не передает, замерзает при температуре ниже нуля.

Содержание рыхлосвязанной воды приближенно можно определить по величине нерастворяющего объема при применении растворов солей низкой концентрации. По Б. В. Дерягину, она передвигается под влиянием сорбционных сил и градиента расклинивающего давления, обычно от толстых пленок к тонким.

Ф. Е. Колясев (1944) считает верхним пределом действия диффузного механизма миграции влаги максимальную гигроскопичность (МГ), которая совпадает с третьей точкой перелома кривой сушки (для тяжелосуглинистых почв). Содержание самой пленочной влаги он распространяет до влажности устойчивого завядания растений (ВУЗ), которой отвечает вторая точка перелома кривой сушки. В пределе от МГ до ВУЗ действует лишь пленочный механизм миграции пленочной влаги.

В пределе влажности от ВУЗ до ВЗРР (влажность замедления роста растений) действует уже пленочно-менисковый механизм миграции с участием капиллярных сил и расклинивающего давления пленок. При этом влага по своей природе является уже пленочно-менисковой. Состоянию ВЗРР соответствует первая точка перелома на кривой сушки.

Таким образом, почвенно-гидрологические константы МГ, ВУЗ и ВЗРР могут определяться по кривым сушки (зависимостям скорости сушки от времени).

Свободная влага отличается от предыдущих категорий и форм тем, что молекулы ее не имеют ориентировки вокруг почвенных частиц; передвигается она под влиянием капиллярного и гравитационного механизмов миграции, которые действуют, по Ф. Е. Колясеву, соответственно в пределах содержания влаги ВЗРР—НВ (наименьшая влагоемкость) и НВ—ПВ (полная влагоемкость).

В первом пределе влагосодержания преобладает капиллярная влага с постоянной скоростью сушки, а во втором пределе — гравитационная влага с такой же скоростью сушки.

По А. А. Роде (1952), свободная влага может встречаться в следующих формах и видах:

1. Подвешенная влага, не имеющая гидростатической связи с водоносным горизонтом и подразделяющаяся на:

а) стыковую капиллярно-подвешенную (встречается в крупно-, средне- и мелкозернистых почвах и грунтах в виде разобщенных скоплений вокруг точек соприкосновения твердых частиц при влажности $\leqslant$ НВ);

б) внутриагрегатную капиллярно-подвешенную — в структурных почвах;

в) насыщающую капиллярно-подвешенную — в среднезернистых почвах и грунтах при исходной сухости почвы и недостижении предельной мощности насыщенного слоя;

г) сорбционно-замкнутую в тонкозернистых грунтах в виде микроскоплений в более крупных порах, изолированных «пробками» несвязанной воды (встречается в интервале влажности НВ—ВРК — влажность разрыва капилляров).

2. Подпертая гравитационная, подразделяющаяся на:

а) подперто-подвешенную капиллярную при влажностях выше НВ в слоистых толщах, в более тяжелых (мелкопористых) слоях при подстилании их более легкими (крупнозернистыми) — удерживается капиллярными силами;

б) подпертую капиллярную — в почвах и грунтах любого гранулометрического состава в виде влаги капиллярной каймы при влажности от НВ до ПВ.

3. Свободная гравитационная передвигающаяся под влиянием силы тяжести, подразделяющаяся на:

а) просачивающуюся вниз — в состоянии нисходящего движения в слоях с влажностью в пределах НВ—ПВ;

б) влагу водоносных горизонтов, насыщающую грунты и горные породы до ПВ (с поправкой на защемленный воздух).

Отчетливую границу теоретически и экспериментально можно установить лишь между прочносвязанной и рыхлосвязанной влагами. Содержание рыхлосвязанной влаги может варьировать от почти равного нулю (в легких почвах и грунтах) до величин, близких к полной влагоемкости (в бесструктурных, оглеенных почвах).

В условиях неизотермического режима для зоны аэрации типичны четыре основных механизма влагопереноса: 1) молекулярно-диффузивный; 2) термокапиллярный; 3) термоосмотический; 4) гравитационный.

Первый из этих механизмов приводит в движение трудноподвижную и среднеподвижную категории влаги, содержание которых не превышает НВ. Парообразная влага передвигается под влиянием диффузии, а жидкая — под влиянием молекулярной диффузивности, т. е. под воздействием градиента потенциала влажности, называемого также градиентом капиллярного потенциала или всасывающего давления. В этот же механизм входят пленочно-менисковый механизм и действие расклинивающего давления в той мере, в какой они зависят от содержания влаги.

Второй механизм также распространяется на трудно- и среднеподвижную влагу и отличается от первого только причиной своего действия. Таковой является градиент температуры, от которой зависит сила поверхностного натяжения в капиллярных менисках и в пленках.

Третий (термоосмотический) механизм, по Б. В. Дерягину и М. К. Мельниковой (1957 г.), обусловлен различным удельным теплосодержанием граничного с твердым телом слоя жидкости и жидкости в объеме. Поток влаги зависит от природы стенок пор и свойств самой жидкости. Он направлен в сторону повышающихся температур.

По Б. В. Дерягину и М. К. Мельниковой (1950 г.), термокапиллярный поток пропорционален квадрату толщины пленки h^2, а термоосмотический — толщине пленки h. Оба эти потока направлены в разные стороны. Направление результирующей их будет зависеть от величины h, т. е. от влажности. При малой влажности поток направлен к горячему концу капилляра, при большой — к холодному.

Наши работы (1972) по анализу динамики влаги в зоне аэрации (см. далее) показали, что под влиянием градиента влажности (когда имеет место молекулярно-диффузивный механизм) могут возникать движения влаги от глубин с меньшей влажностью к глубинам с большей влажностью пород. Причиной этого является неоднородное строение грунта или почв в отношении распределения в нем микро- и макропор.

По-видимому, в микропорах при молекулярно-диффузивном влагопереносе движение влаги, как обычно, направлено от более влажных к менее влажным частям грунта, а в макропорах — от менее открытых частей пор или каналов (на глубине) к более открытым частям пор или более широким каналам (около поверхности).

Основные уравнения влагопереноса и их решение

В теории влагопереноса широко применяется закон Дарси для выражения расхода передвигающейся влаги в ненасыщенной зоне. На основании этого закона имеем:

$$q_W = k_W \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right), \qquad (V.1)$$

где q_W — расход влаги через единицу поперечного сечения грунта за единицу времени, м/сут; k_W — коэффициент влагопроводности, зависящий от влажности грунта, м/сут; ψ — отрицательный потенциал влажности или капиллярный потенциал, м; z — координата направления вниз, отсчитываемая от поверхности земли, м.

Ж. Вашоуд (1967 г.) для случаев наклонного к вертикали движения влаги учитывает угол между вектором скорости и вертикалью α. Поэтому вместо (V.1) будет действительно

$$q_W = -k_W \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right), \qquad (V.2)$$

где α — угол между направлением потока и вертикальной осью; ψ — капиллярный потенциал, убывающий в направлении z.

Так как капиллярный потенциал в общем виде является функцией влажности и температуры, а коэффициент влагопроводности зависит также от влажности и соответствующего ему потенциала, то более целесообразно вначале рассмотреть составляющие, например, для вертикального потока влаги.

Основываясь на феноменологической термодинамике необратимых процессов, согласно которой влага в ненасыщенной зоне рассматривается как непрерывная среда, можно написать для расхода (или плотности потока) влаги, передвигающейся по вертикали через единицу площади сечения, выражение в виде

$$q_W = -D_W \frac{\partial W}{\partial z} - D_T^{\bullet} \frac{\partial T}{\partial z} + k_W, \text{ м/сут}, \qquad (V.3)$$

где $D_W = k'_W \partial\psi/\partial W$ — коэффициент диффузивности почвенно-грунтовой влаги, передвигающейся в жидком виде, м²/сут; $D_T = k'_W \partial\psi/\partial T$ — коэффициент термодиффузивности почвенно-грунтовой влаги, м²/град·сут; k_W — коэффициент влагопроницаемости, зависящий от влажности и предопределяющий гравитационный влагоперенос, м/сут; k'_W— коэффициент влагопроводности, зависящий от потенциала влажности, м/сут; W — объемная влажность; T — температура, °С; $D'_T = D_T + k_T$ (здесь k_T — коэффициент влагопроницаемости в условиях движения влаги под влиянием градиента температуры, м²/град·сут).

Используя принцип неразрывности в условиях неустановившегося движения влаги, получим основное уравнение для неустановившегося одномерного влагопереноса в неизометрических условиях

$$\frac{\partial W}{\partial t} = D_W \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + D'_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\partial k_W}{\partial z}, \qquad (V.4)$$

где t — время, отсчитываемое от начала возмущения потока влаги на его границе; остальные обозначения прежние.

Уравнение (V.4) действительно для мало изменяющихся во времени величин влажности, сравнительно однородных гидрогеотермических условий в расчетном слое z и для коротких расчетных интервалов времени t. При этих условиях вполне допустимо считать: $D_W = \text{const}$, $D_T = \text{const}$ и $k_T = \text{const}$.

Результаты нашей работы (1970 г.), посвященной анализу процесса питания грунтовых вод в флювиогляциальных песках, указали на возможность принятия за продолжительные отрезки времени (сезоны) постоянства величины $\partial T/\partial W$.

Учитывая это, а также принцип суперпозиции, мы вправе написать

$$\frac{\partial (\Delta W)}{\partial t} = B \frac{\partial^2 (\Delta W)}{\partial z^2} - \frac{\partial (\Delta k_W)}{\partial z}, \qquad (V.5)$$

где

$$\Delta W = W - W_e; \ \Delta k_W = k_W - k_{W_e};$$

(здесь W, k_W — объемная влажность и коэффициент влагопроницаемости пород в момент времени t; W_e, k_{W_e} — соответствующие величины для начального момента времени $t = 0$; $B = 2D_W + k_T \partial T/\partial W$ — обобщенный параметр влагопереноса, отражающий для данных условий влияние температурного и влажностного полей на влагоперенос; остальные обозначения прежние).

Таким образом, уравнение (V.5) мы вправе применять для анализа естественных полей влажности при небольших интервалах времени t и расстояния z, для которых изменение параметра B является несущественным.

Полученные нами решения уравнения (V.5) мы применяем для сравнительно коротких отрезков времени t, так как в каждом из них наблюдаются медленно изменяющиеся величины влажности W и температуры T. Изменение этих показателей в каждом цикле почти не зависит от гидротермического режима предшествующих циклов и каждый раз определяется лишь соответствующими начальными и граничными условиями. При этом для каждого расчетного цикла (т. е. времени t) уточняются значения параметра $B = f(W, T)$, исходя из прогнозной или фактически наблюденной влажности W, а также температуры T.

Кроме этих условий, учитываемых при использовании аналитических решений уравнения (V.5), мы применяем способ безразмерных коэффициентов, представляющих собой отношение расходов влаги в данном (расчетном) и

начальном сечениях потока. Это обстоятельство также уменьшает влияние принятых нами допущений (о постоянстве параметров влагопереноса) на результаты расчетов.

Коэффициент влагопроницаемости пород $k_W = f(W)$, обусловливающий гравитационный влагоперенос, определяется по известной формуле С. Ф. Аверьянова (1950)

$$k_W = k\left(\frac{W - W_0}{m - W_0}\right)^{3,5}, \text{ м/сут}, \tag{V.6}$$

где k — коэффициент фильтрации пород при полном насыщении, м/сут; m — пористость пород; W_0 — содержание связанной влаги в единице объема грунта, принимаемое нами равным наименьшей влагоемкости НВ.

На справедливость такой интерпретации величины W_0 указывает тот факт, что в практических случаях влагопереноса гравитационное движение влаги начинается обычно после достижения влажности пород величины НВ. Такое же толкование этой величины в данной формуле мы находим у Я. Бэра, Д. Заславски, С. Ирмея (1971).

Конкретными задачами, для которых мы находим решения уравнения (V.5), являются:

1) экстраполяция экспериментально определенных величин питания грунтовых вод на одном уровне по глубине зоны аэрации;

2) оценка величин влагопереноса и питания грунтовых вод на различных глубинах от поверхности;

3) прогноз изменения величины питания грунтовых вод в связи с изменением водного баланса на поверхности.

Использование граничных условий первого рода

В случае линейного закона изменения по глубине коэффициента влагопроницаемости

$$k_W(z,\ t) = k_0(t) + cz, \tag{V.7}$$

где $k_0(t)$ — коэффициент влагопроницаемости на границе потока ($z = 0$), зависящий от времени; c — постоянный коэффициент линейной связи k_W с z и наличия краевых условий: $t = 0$, $\Delta W = 0$, $k_W = k_{W_e} = 0$; $t > 0$, $z = 0$, $\Delta W = b_{w1}t$ — линейное изменение во времени объемной влажности на границе потока с постоянной скоростью b_{W_1},

$$t > 0,\ z = \infty,\ \partial \Delta W/\partial z = 0,$$

решением уравнения (V.5) для полуограниченного потока будет формула

$$\Delta W(z,\ t) = (b_{W_1} + c)\,tR(\lambda) - ct, \tag{V.8}$$

где $\lambda = z/2\sqrt{Bt}$; $R(\lambda)$ — интегральная функция, значения которой находятся в прил. 1; остальные обозначения прежние.

Для ограниченного потока влаги с тем же законом изменения k_W с глубиной и краевыми условиями:

$$t = 0,\ \Delta W = 0$$

$$t > 0,\ z = 0,\ \Delta W = b_{W_1}t = \Delta W_1^0;$$

$$t > 0,\ z = l,\ \Delta W(l,\ t) = 0 -$$

— постоянство влажности на глубине l, вместо (V.8) получим формулу

$$\Delta W(z,\ t) = \Delta W_1^0 [R(\lambda) - E] - ct\{[1 - R(\lambda)] - (A - E)\}, \qquad (V.9)$$

где

$$A = R(\lambda_2) - R(\lambda_3);\ E = R(\lambda_4) - R(\lambda_5);$$

$$\lambda_2 = \frac{1 - \frac{z}{l}}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}};\quad \lambda_3 = \frac{1 + \frac{z}{l}}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}};$$

$$\lambda_4 = \frac{2 - \frac{z}{l}}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}};\quad \lambda_5 = \frac{2 + \frac{z}{l}}{2\sqrt{\mathrm{Fo}_1}}.$$

Здесь $\mathrm{Fo}_1 = Bt/l^2$ — критерий Фурье. Очень часты случаи такого распределения влажности по глубине, когда можно принять $\Delta k_W = k_W - k_{W_e} = 0$ или $\Delta k_W(z,\ t) = \mathrm{const}$. Первый случай отвечает содержанию влаги в расчетном слое менее НВ или неизменности влагопроницаемости, второй — равномерному увлажнению почвогрунтов по глубине, при котором приращения коэффициента влагопроницаемости во времени почти неизменны по глубине.

В таких случаях (V.5) превращается в уравнение Фурье. Его решением для полуограниченного потока влаги при указанных краевых условиях будет формула

$$\Delta W(z,\ t) = b_{W_1} t R(\lambda), \qquad (V.10)$$

где обозначения прежние.

Ограниченный поток влаги при указанных краевых условиях и при указанных частных случаях, когда $\Delta k_W = 0$ или $\Delta k_W(z,\ t) = \mathrm{const}$, описывается формулой

$$\Delta W(z,\ t) = \Delta W_1^0 [R(\lambda) - E], \qquad (V.11)$$

где $\Delta W_1^0 = b_{W_1} t$ — изменение объемной влажности на первой границе потока ($z = 0$) за время t; остальные обозначения прежние.

Расход полуограниченного потока влаги, передвигающейся различными механизмами, на глубине z в момент времени t в соответствии с (V.8) равен

$$q_W = -2(b_{W_1} + c)\sqrt{Bt}\left[(1 - \mathrm{erf}\,\lambda)\lambda - \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\lambda^2}\right] + k_W,\ \text{м/сут}, \qquad (V.12)$$

где обозначения прежние. При этом считается, что при $t = 0$ первоначальный расход потока был равен нулю, т. е. $q_{We} = 0$. Расход того же потока влаги, но в начальном сечении $z = 0$, определяется по формуле

$$q_{W,\,z=0} = 2(\Delta W_1^0 + ct)\sqrt{\frac{B}{\pi t}} + k_{W,\,z=0},\ \text{м/сут}, \qquad (V.13)$$

где $k_{W,\,z=0} = k_0(t)$ — коэффициент влагопроницаемости в начальном сечении потока для данного момента времени t; $\Delta W_1^0 = b_{W_1} t$ — изменение объемной влажности на границе потока (при $z = 0$); остальные обозначения прежние.

Суммарный объем влаги (измеряемой высотой слоя воды), передвигающейся за время t на границе того же комплексного потока (при $z = 0$), равен

$$V_{W,\,0} = \frac{4}{3}(b_{W_1} + c)\, t\sqrt{\frac{Bt}{\pi}} + k_{W,\,\mathrm{ср},\,0} t,\ \text{м}, \qquad (V.14)$$

где $k_{W,\,\text{ср},\,0}$ — усредненный во времени коэффициент влагопроницаемости на границе потока (при $z = 0$).

Объем влаги, передвинувшейся на любой глубине z за время t в том же полуограниченном потоке, равен

$$V_{W,\,z} = \int_0^t q_W\,dt = \frac{z^3}{2B\sqrt{\pi}}(b_{W_1} + c)\left(\frac{1}{3}\alpha + \beta - 2\,\text{Fo}\sqrt{\pi}\right) + k_{W,\,\text{ср}}\cdot t, \quad \text{м} \qquad \text{(V.15)}$$

где

$$\alpha = \lambda^{-1}e^{-\lambda} - \sqrt{\pi}\,\text{erfc}\,\lambda;$$

$$\beta = \lambda^{-2}\left(\frac{1}{3}\lambda^{-1}e^{-\lambda^2} + \frac{\sqrt{\pi}}{2}\,\text{erf}\,\lambda\right);\quad \text{erfc}\,\lambda = 1 - \text{erf}\,\lambda;$$

$$\lambda = \frac{1}{2\sqrt{\text{Fo}}},\quad \text{Fo} = \frac{Bt}{z^2};$$

$k_{W,\,\text{ср}}$ — усредненный за время t коэффициент влагопроницаемости грунта на глубине z.

При $\partial k_W/\partial z = \text{const}$ величина c в формулах (V.14)—(V.15) принимается равной нулю ($c = 0$).

Таким образом, расчеты по двум последним формулам производятся тогда, когда естественная влажность грунтов зоны аэрации выше НВ (наименьшей влагоемкости). При этом величина k_W зависит от глубины z и времени t.

Для решения первой задачи — экстраполяция величин расхода влаги по глубине зоны аэрации — поступаем следующим образом.

Выразим объем влаги, проходящей через сечение на глубине z, в виде

$$V_{W,\,z} = V_{\text{г},\,z} + V_{\text{д},\,z} = \zeta_{\text{г}}V_{\text{г},\,0} + \zeta_z V_{\text{д},\,0},\ \text{м}, \qquad \text{(V.16)}$$

где

$$\zeta_{\text{г}} = \frac{V_{\text{г},\,z}}{V_{\text{г},\,0}} = \frac{k_{W,\,\text{ср},\,z}}{k_{W,\,\text{ср},\,0}} \approx \frac{k_{W,\,z}}{k_{W,\,0}};$$

$$\zeta_z = \frac{V_{\text{д},\,z}}{V_{\text{д},\,0}};$$

здесь $V_{\text{г},\,z}$, $V_{\text{г},\,0}$ — объемы гравитационной влаги, проходящей за время t соответственно сечения $z > 0$ и $z = 0$ (промежуточное и начальное сечения); $V_{\text{д},\,z}$, $V_{\text{д},\,0}$ — объемы диффузивной и термодиффузивной влаги, проходящей за время t соответственно сечения $z > 0$ и $z = 0$; $k_{W,\,\text{ср},\,z}$ — усредненный за время t коэффициент влагопроницаемости в сечении z; $k_{W,\,\text{ср},\,0}$ — то же, но в сечении $z = 0$; $k_{W,\,z}$, $k_{W,\,0}$ — коэффициенты влагопроницаемости соответственно в сечениях $z > 0$ и $z = 0$ для данного момента времени t.

Безразмерная величина ζ_z для полуограниченного потока может быть найдена с помощью выражений (V.14), (V.15) при $k_{W,\,\text{ср},\,0} = 0$ и $k_{W,\,\text{ср}} = 0$ по следующей формуле:

$$\zeta_z = \frac{V_{W,\,z}}{V_{W,\,0}} = \frac{3}{8}\,\text{Fo}^{-3/2}\left(\frac{1}{3}\alpha + \beta - 2\,\text{Fo}\sqrt{\pi}\right) = f(\text{Fo}), \qquad \text{(V.17)}$$

где обозначения прежние.

Обычно эта величина предварительно вычисляется для разных параметров B и изображается графически (рис. 47).

Для вычисления объема влаги, передвигающейся на глубине z диффузивным путем $V_{д,z}$, требуется знать величину влагопереноса тем же путем в начальном сечении $z = 0$ ($V_{д,0}$). Обычно последняя определяется экспериментально на опытных балансовых участках с помощью лизиметров или расчетным путем по методу элементарных балансов.

Кроме того, для применения (V.16) необходимо знать:

1) обобщенный параметр влагопереноса B, зависящий от влажности, что позволит с графика $\zeta_z = f(\text{Fo})$ снять значение величины ζ_z (Fo);

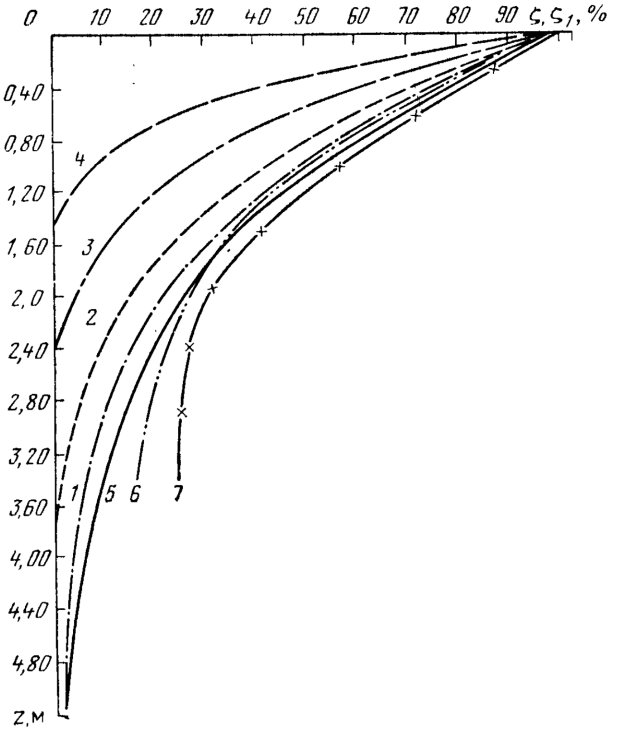


Рис. 47. Распределение относительных объемов диффузивной влаги (ζ%), прошедшей за разное время на различных глубинах зоны аэрации.

1 — зависимость ζ (z) при t = = 30 сут, $B = 1300 \cdot 10^{-4}$ м²/сут; *2* — то же, при $t = 20$ сут; *3* — то же, при $t = 10$ сут; *4* — зависимость ζ_1 (z) при $t = 244$ сут, B = = $16{,}4 \cdot 10^{-4}$ м²/сут; *5* — зависимость ζ (z) при $t = 334$ сут, B= = $134 \cdot 10^{-4}$ м²/сут; *6* — зависимость ζ_1 (z) при $t = 30$ сут, B = = $1300 \cdot 10^{-4}$ м²/сут; *7* — то же, при $t = 334$ сут, $B = 134 \cdot 10^{-4}$ м²/сут; ζ — для полуограниченного потока; ζ_1 — для ограниченного потока

2) отношение коэффициентов фильтрации при полном насыщении пород соответственно взятых сечений $z > 0$, $z = 0$, что позволит найти $\zeta_г$;

3) гравитационный влагоперенос в начальном сечении $V_{г,0}$, определяемый по значению влажности в том же сечении и по формуле (V.6).

Значение влажности на той или иной глубине можно найти по аналогии с ранее наблюденным распределением ее по глубине на опытном участке.

При расчетах влагопереноса на глубинах, превышающих 1/3 мощности зоны аэрации, требуется учитывать влияние условий на второй границе $z = l$ (например, на уровне грунтовых вод, где $\Delta W = 0$). Это влияние приближенно учитывается введением поправочного коэффициента δ_{q_z}, который равен

$$\delta_{q_z} = \frac{q_{0,z,t}}{q_{п/о,z,t}} - 1 = \frac{\xi - \eta - 0{,}565\varepsilon}{\Delta} = f\left(\frac{z}{l}, \text{Fo}\right), \qquad \text{(V.18)}$$

где $q_{o,z,t}$ — расход ограниченного с двух сторон потока влаги на глубине z в момент времени t; $q_{п/о,z,t}$ — расход полуограниченного потока влаги на той же глубине и в тот же момент времени;

$$\varepsilon = e^{-\lambda_4^2} + e^{-\lambda_5^2}; \quad \Delta = (1 - \operatorname{erf}\lambda)\lambda - 0{,}565e^{-\lambda^2};$$

$$\xi = \lambda_4 + \lambda_5; \quad \lambda_4 = \frac{2l - z}{2\sqrt{Bt}}; \quad \lambda_5 = \frac{2l + z}{2\sqrt{Bt}};$$

$$\eta = \lambda_4 \operatorname{erf}\lambda_4 + \lambda_5 \operatorname{erf}\lambda_5; \quad \lambda = \frac{z}{2\sqrt{Bt}}; \quad \mathrm{Fo} = \frac{1}{4\lambda^2}.$$

Вычислив таким же путем по (V.18) значение δ_{q_z} при $z = 0$, т. е. δ_{q_0}, получим возможность определить безразмерный влагоперенос в сечении z по формуле

$$\zeta_1 = \frac{V_{o,z}}{V_{o,0}} = \frac{q_{o,z,ср}}{q_{o,0,ср}} \approx \zeta_z \frac{1}{\nu} = \varphi\left(\frac{z}{l}, \mathrm{Fo}\right), \tag{V.19}$$

где $V_{o,z}$, $V_{o,0}$ — суммарные объемы влаги, передвигающейся в ограниченном потоке за время t, соответственно в сечениях $z > 0$, $z = 0$ под влиянием диффузивности и термодиффузивности; $q_{o,z,ср}$, $q_{o,0,ср}$ — средние расходы того же потока влаги соответственно в сечениях z и $z = 0$; ζ_z — безразмерный объем передвигающейся влаги в полуограниченном потоке, определяемый по формуле (V.17);

$$\nu = \frac{1 + \delta_{q_0}}{1 + \delta_{q_z}} \approx \frac{q_{п/о\ z,t}}{q_{o,z,t}}.$$

Остальные обозначения прежние.

Получив по (V.19) уточненное значение безразмерного расхода влаги ζ_1 для ограниченного потока, подставляем его в (V.16) вместо ζ_z.

Использование граничных условий второго рода

Эти условия очень часты в практике и заключаются в задании на дневной поверхности (точнее, в сечении $z = 0$) постоянного во времени расхода потока влаги, т. е. $q_{W,0} = \mathrm{const}$.

Вместе с этим имеет вместо $\Delta q_{W,0} = q_{W,0} - q_{W_e} = \mathrm{const}$, где q_{W_e} — также постоянный во времени естественный расход потока влаги в начальном сечении $z = 0$ при $t = 0$, $\Delta q_{W,0}$ — приращение расхода потока влаги в начальном сечении при $t > 0$. При этом расход потока влаги при $t = 0$ и $z = 0$ изменяется мгновенно.

При движении влаги вниз, как и прежде, расход q_W считается положительным, при движении вверх — отрицательным.

При краевых условиях

$$t > 0, \quad B\frac{\partial \Delta W}{\partial z} + \Delta q_{W,0} = 0, \text{ где } \Delta q_{W,0} = \mathrm{const};$$

$$t > 0, \quad z = \infty, \quad \frac{\partial \Delta W(z,t)}{\partial z} = 0;$$

$$t = 0, \quad \Delta W = 0$$

для полуограниченного потока влаги решением уравнения (V.5) при $\Delta k_W =$ $=$ const будет формула

$$\Delta W(z,\ t) = \frac{2\,\Delta q_{W,0}}{B}\sqrt{Bt}\,\mathrm{ierfc}\,\frac{z}{2\sqrt{Bt}}, \qquad (V.20)$$

где $\mathrm{ierfc}\ z/2\sqrt{Bt}$ — специальная интегральная функция, значения которой приведены в прил. 3; остальные обозначения прежние.

Для величины приращения расхода того же потока влаги в сечении на глубине z действительно

$$\Delta q_{W,z} = q_{W,z} - q_{W,e} = \Delta q_{W,0}\,\mathrm{erfc}\,\frac{z}{2\sqrt{Bt}},\ \text{м/сут}. \qquad (V.21)$$

Здесь $\mathrm{erfc}\ z/2\sqrt{Bt} = 1 - \mathrm{erf}\ z/2\sqrt{Bt}$, причем erf λ — интеграл вероятности (см. прил. 2).

Объем влаги, прошедшей через начальное сечение $z = 0$ за время t, выраженный, как и ранее, слоем воды, равен

$$V_{W,0} = 1{,}774\,[W(0,\ t)_{\mathrm{ср}} - W_0]\sqrt{Bt},\ \text{м}, \qquad (V.22)$$

где $W(0,\ t)_{\mathrm{ср}}$ — усредненное за время t значение объемной влажности грунта в начальном сечении ($z = 0$); W_0 — начальное значение влажности грунтов (при $t = 0$) для зоны аэрации, которое должно быть примерно одинаковым по глубине.

Для ограниченного с двух сторон потока (например, между дневной поверхностью и подпертой капиллярной каймой или зеркалом грунтовых вод на глубине l) вместо (V.21) действительно

$$\Delta q_{o,l,t} = \Delta q_{o,0,t}\left(1 + \delta_{q_l}\right)\mathrm{erfc}\,\frac{z}{2\sqrt{Bt}},\ \text{м/сут}, \qquad (V.23)$$

где индексы о, l, t и о, 0, t обозначают, что соответствующая разность расходов потока относится к уровню залегания грунтовых вод или подпертой капиллярной каймы $z = l$ и к начальному сечению $z = 0$ ограниченного потока влаги и к моменту времени t.

Разность объемов передвигающейся влаги, взятых соответственно за время t после возмущения потока $V_{l,t}$ и за то же время, но до возмущения потока $V_{l,e}$ на глубине залегания грунтовых вод $z = l$, равна

$$\Delta V_{l,t} = V_{l,t} - V_{l,e} = \int_0^t \Delta q_{o,l,t}\,dt = \Delta q_{o,0,t}\left(1 + \delta_{q_l}\right)\frac{l^2}{2B}E_1,\ \text{м}, \qquad (V.24)$$

где

$$E_1 = (0{,}5\lambda^{-2} + 1)\,\mathrm{erfc}\,\lambda - \frac{\lambda^{-1}e^{-\lambda^2}}{\sqrt{\pi}};\qquad \lambda = \frac{l}{2\sqrt{Bt}};$$

δ_{q_l} — согласно (V.18) для $t_{\mathrm{ср}} = \frac{t}{2}$;

остальные обозначения прежние.

С учетом (V.24) напишем безразмерную величину изменения питания грунтовых вод сверху (за время $\Delta t = t$), возникающего вследствие задания указанных граничных условий, в виде

$$\eta_{W,t} = \frac{\Delta V_{l,t}}{\Delta q_{o,0,t}t} = \frac{\Delta\,(wt)}{\Delta\,(w_{at})} = \left(1 + \delta_{q_l}\right)\frac{E_1}{2\mathrm{Fo}} = f(\mathrm{Fo}); \qquad (V.25)$$

здесь $\Delta(wt) = \Delta V_{l,t}$ — изменение величины питания грунтовых вод сверху, происходящего за время t; $\Delta(w_a t) = \Delta q_{o,0,t} t$ — изменение величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой или изменение величины поступления влаги из атмосферы в эту зону аэрации (через начальное сечение $z = 0$), происходящего за то же время.

На рис. 48 приведена номограмма связи $\eta_{W,t} = f(B, z)$, составленная нами в качестве иллюстрации методов расчета $\Delta(wt)$ для $t = 30$ сут. Параметры влагопереноса B даны для различных значений влажности W мелкозернистых флювиогляциальных песков.

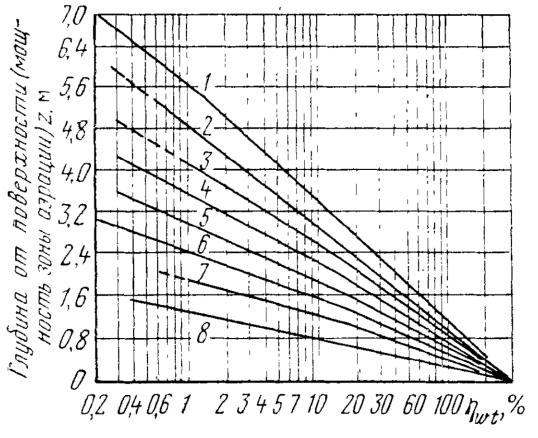


Рис. 48. Зависимость относительного изменения питания грунтовых вод за время $\Delta t = 30$ сут, взятого по отношению к изменению влагопереноса через поверхность почвы, от мощности зоны аэрации z и параметра B (влажность W — для флювиогляциальных песков).

$1 - \frac{B = 900 \cdot 10^{-4}}{W = 18{,}5\%}$; $2 - \frac{B = 600 \cdot 10^{-4}}{W = 16{,}2\%}$;

$3 - \frac{B = 500 \cdot 10^{-4}}{W = 15{,}3\%}$; $4 - \frac{B = 400 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут}{W = 14{,}5\%}$;

$5 - \frac{B = 300 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут}{W = 13{,}5\%}$; $6 - \frac{B = 200 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут}{W = 12{,}5\%}$;

$7 - \frac{B = 120 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут}{W = 11{,}5\%}$; $8 - \frac{B = 50 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут}{W = 10{,}5\%}$

С помощью такого графика связи для заданных z и B легко найти $\eta_{W,t}$ и

$$\Delta(w, t) = \eta_{W,t} \Delta(w_a t), \text{ м}, \quad (V.26)$$

если будут известны величины B, $\Delta(w_a t)$.

Если в качестве начального распределения влажности по глубине (при $t = 0$) взято такое, при котором вертикальный влагоперенос на расчетном интервале отсутствовал, то вместо (V.26) действительно

$$wt = \eta_{W,t}(w_a t), \text{ м}. \quad (V.27)$$

Признаком отсутствия влагопереноса по вертикали является $\partial W/\partial z = 0$ и $\partial T/\partial z = 0$, т. е. постоянство по глубине влажности и температуры.

В противном случае, т. е. при $(w_a t)_e \neq 0$ и $(wt)_e \neq 0$, с учетом (V.26) получаем величину предстоящего питания грунтовых вод сверху в виде

$$wt = (wt)_e + \eta_{W,t} |(w_a t) - (w_a t)_e|, \text{ м}. \quad (V.28)$$

Здесь $(wt)_e$ — величина питания грунтовых вод сверху за время t, прошедшее до возмущения потока на его границе, т. е. при естественном режиме, определяемая, например, из анализа режима грунтовых вод; $(w_a t)$, $(w_a t)_e$ — величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой за время t соответственно после и до изменения условий потока на его верхней границе (т. е. в естественных условиях), легко определяемые водобалансовым методом; остальные обозначения прежние.

При составлении прогноза величины питания сверху wt по (V.26) или (V.28) в качестве исходных данных могут быть приняты: изменение величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой $\Delta(w_a t)$ за соответствующий промежуток времени t, или начальная $(w_a t)_e$ и заданная проектом $(w_a t)$ величины влагопереноса через поверхность почвы (в начальном сечении), начальное (бытовое)

питание грунтовых вод $(wt)_e$ и зависимость безразмерной величины $\eta_{W,t}$ от глубины до воды z и параметра влагопереноса B. При этом величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a t$ определяются в виде результирующей приходных и расходных элементов водного баланса на поверхности как в естественных, так и в проектных условиях. Величина питания грунтовых вод в бытовых условиях wt находится расчетным или экспериментальным методом с учетом режима грунтовых вод.

В заключение еще раз отметим, что знание режима влажности пород $W = f(z, t)$ в годовом разрезе по глубине зоны аэрации является основным условием применения изложенной методики. На основе данных об этой влажности W уточняются для каждого отрезка времени t значения параметра B.

Как уже отмечалось, распределение влажности по глубине в течение года может быть определено и по аналогии с хорошо изученными опытными участками и, наконец, по специально выполненным расчетам. В основу таких расчетов может быть принято решение уравнения влагопереноса (V.4) при $\partial k_W/\partial z = 0$ для граничных условий первого и третьего родов. Одно из таких решений дал А. И. Якобс (1961 г.).

Для случаев неоднородного строения зоны аэрации (например, двухслойного) могут быть получены решения уравнения (V.5) для граничных условий четвертого рода. Такие решения будут аналогичны решениям, данным в теории теплопроводности для системы ограниченного и полуограниченного стержней с тепловой изоляцией (Лыков, 1967).

Определение параметров влагопереноса по данным наблюдений за режимом влаги в зоне аэрации

Основные параметры диффузивного и термодиффузивного влагопереносов D_W, D'_T могут быть определены методом элементарных балансов. Коэффициент влагопроницаемости находится по формуле (V.6). Обобщенный параметр влагопереноса B проще всего находится аналитическим методом.

Метод элементарных балансов

Основное уравнение влагопереноса (V.4) можно выразить в конечных разностях и рассматривать его как расчетную формулу для решения обратной задачи — нахождения параметров D_W и D'_T по известным данным о режиме влажности W, температуры T и коэффициенте влагопроницаемости k_W для усредненных значений влажности. Название метода следует из рассмотрения баланса влаги в конечном элементе потока Δz за конечный (обычно небольшой) промежуток времени Δt.

Обозначив

$$y = \frac{W_{2,\,s+2} - W_{2,\,s}}{\Delta t} + \frac{k_{W,\,3,\,s+1} - k_{W,\,1,\,s+1}}{2\,\Delta z};$$

$$\zeta = \frac{W_{1,\,s+1} + W_{3,\,s+1} - 2W_{2,\,s+1}}{(\Delta z)^2};$$

$$x = \frac{T_{1,\,s+1} + T_{3,\,s+1} - 2T_{2,\,s+1}}{(\Delta z)^2};$$

уравнение (V.4) можно записать в виде

$$y = D_W\zeta + D'_T x, \qquad (V.29)$$

где $W_{1,\,s+1}$, $W_{2,\,s+1}$, $W_{3,\,s+1}$ — значения объемной влажности на средний $(s + 1)$ момент расчетного промежутка времени Δt соответственно в верхнем *1*, среднем *2* и нижнем *3* по потоку влаги сечениях (рис. 49); $W_{2,\,s+2}$, $W_{2,\,s}$ — значения объемной влажности в среднем сечении *2* соответственно на конечный $(s + 2)$ и начальный (s) моменты времени Δt; $T_{1,\,s+1}$, $T_{2,\,s+1}$, $T_{3,\,s+1}$ — значения температуры грунтов зоны аэрации на средний $(s + 1)$ момент промежутка времени Δt соответственно в верхнем *1*, среднем *2* и нижнем *3* по потоку тепла и влаги в сечениях. Эти значения лучше всего принимать равными среднеарифметическим из срочных наблюдений, проводимых через один и тот же интервал времени за период Δt в соответствующих сечениях потока; $k_{W,\,1,\,s+1}$, $k_{W,\,3,\,s+1}$ — средние за промежуток времени Δt значения коэффициента влагопроницаемости, зависящие от влажности, соответственно в сечениях *1* и *3* потока, удаленных друг от друга на расстояние $2\Delta z$. Проще всего для расчета этих коэффициентов по (V.6) использовать усредненную за время Δt объемную влажность в соответствующем сечении; Δz — отрезок пути между сечениями потока *1—2* и *2—3*.

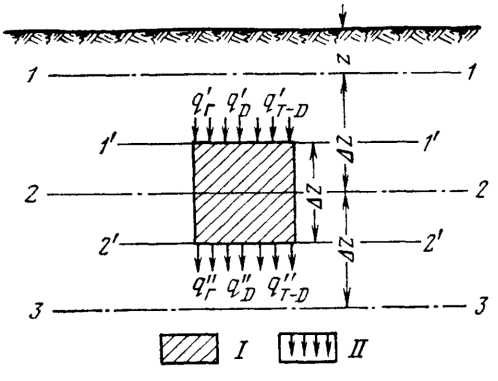


Рис. 49. Схема выделения элемента почвогрунта в зоне аэрации на глубине от $z + 0{,}5\,\Delta z$ до $z + 1{,}5\,\Delta z$.

I — элемент почвогрунта; *II* — направление мигрирующей влаги. Цифры на рисунке: *1—1*, *2—2*, *3—3* — сечения потоков влаги и тепла на глубинах соответственно z, $z + \Delta z$, $z + 2\Delta z$; 1'—1', 2'—2' — границы элемента

При наличии данных систематических наблюдений за влажностью и температурой почвогрунтов зоны аэрации вначале выделяют ряд расчетных периодов года продолжительностью в несколько суток (от 10 до 30—50).

В каждом периоде, однородном по условиям инфильтрации или испарения с поверхности, должно заключаться несколько (более 2—3) отрезков времени Δt с различным значением величин W, T, k_W, входящих в уравнение (V.29).

Например, для средней полосы лесной зоны европейской части территории СССР можно выделить периоды: ранневесенний (II—III), весенний (IV—V), весенне-летний (V—VII), летне-осенний (VIII—IX) и осенне-зимний (X—XII—I). В первом из них устойчивое промерзание обусловливает восходящий ток влаги к дневной поверхности, во втором — происходит инфильтрация жидких осадков и талых вод, в третьем — имеет место испарение с поверхности, в четвертом — возможно чередование испарения с инфильтрацией дождевой воды и в пятом периоде — опять дистилляция влаги от грунтовых вод к деятельному слою почвы.

Допуская, что в каждом таком периоде параметры D_W, D'_T изменяются несущественно и случайно и располагая значениями влажности W и температуры T по каждому из трех-пяти или более отрезков времени Δt, можно применить для расчета этих параметров способ наименьших квадратов.

По этому способу из (V.29) находим

$$D_W = \frac{\sum x^2 \sum y\zeta - \sum xy \sum x\zeta}{\sum x^2 \sum \zeta^2 - (\sum x)^2}, \tag{V.30}$$

$$D'_T = \frac{\sum xy \sum \zeta^2 - \sum x\zeta \sum y\zeta}{\sum x^2 \sum \zeta^2 - (\sum x\zeta)^2}, \tag{V.31}$$

где обозначения прежние. Как указывалось ранее, величины $k_{W,\,s+1}$ рассчитываются по (V.6).

Заметим, что при отрицательном значении параметр D'_T указывает на термоосмотический влагоперенос, при положительном — на термокапиллярный. Величина D_W, как правило, положительная и указывает на молекулярно-диффузивный влагоперенос, идущий от более влажных частей зоны аэрации к менее влажным.

Однако при сложной (резко неоднородной) структуре пористых сред не исключено движение влаги в противоположном направлении — от более сухих мест к более сырым. Это движение влаги также определяется разностью капиллярных потенциалов, которые, очевидно, существенно различаются в микро- и макроструктурах. Если, например, в микрокапиллярах движение влаги осуществляется от сырых мест к более сухим, и происходит оно в направлениях, отличных от вертикальных, то в макрокапиллярах и макропорах, которые более открыты у поверхности, движение влаги восходящее, близкое к вертикальному. Происходит оно от более закрытых пор на глубине к более открытым порам у поверхности, т. е. идет движение от мест более сырых к местам более сухим на поверхностях макрокапилляров и макропор. Таким образом, у дневной поверхности объемная влажность почвогрунтов обычно (без учета макропор) наибольшая, на глубине — меньшая, а движение влаги может идти к поверхности, если над ней происходит испарение в атмосферу.

Аналитический метод

Имея данные по распределению влажности грунтов на глубине и во времени $W\,(z,\ t)$, можно выбрать такие две эпюры влажности, отвечающие непрерывному снижению влажности во времени, т. е. моментам t_1, t_2, которые вместе с этим удовлетворяют условию применения формулы (V.10).

При этом начальный момент времени ($t = 0$) относится к моменту окончания периода стабильного значения влажности, при котором распределение влажности по глубине близко к линейному — параллельному оси z, т. е. при $W\,(z) \approx \text{const}$. В начальном сечении потока $z = 0$, принимаемом вблизи дневной поверхности или на подошве корнеобитаемого слоя почвы, влажность пород W^0 должна изменяться (обычно уменьшаться, иногда увеличиваться) по закону, близкому к прямой ($\Delta W^0 = b_W t$).

При этих условиях, зная приращение влажности почвогрунтов на глубине z за время t, т. е. величину $\Delta W\,(z,\ t)$, а также аналогичную величину в начальном сечении, т. е. $\Delta W^0 = b_{W_1} t$, согласно (V.10) будем иметь

$$R\,(\lambda) = \frac{\Delta W\,(z,\ t)}{\Delta W^0\,(0,\ t)}. \tag{V.32}$$

Несомненно, что при сохранении линейного по глубине распределения коэффициента влагопроницаемости $k_W\,(W,\ z)$ в расчетное время t, при котором

остается неизменным коэффициент линейной связи $c = [k_W(z, t) - k_0(t)]/z$, более корректно применять формулу (V.8).

Согласно этой формуле

$$R(\lambda) = \frac{\Delta W(z, t) + ct}{(b_{W_1} + c)t}, \qquad (V.33)$$

где обозначения прежние.

Таким образом, до применения (V.33) по данным о влажности почвогрунтов вначале по (V.6) вычисляют значения коэффициента влагопроницаемости k_W и исследуют связь его величины с глубиной для начального ($t = 0$) и расчетного ($t > 0$) моментов времени.

В принципе возможно применить и другие формулы, как, например, (V.9), (V.11) и др., при расчете обобщенного параметра B для сложных потоков. Но лучшие результаты обычно получаются при использовании более простых формул типа (V.32), что объясняется неоднородностью влагопроводной среды и влиянием на эти результаты схематизации граничных условий.

Зная $R(\lambda)$ из (V.32) или (V.33), с помощью прил. 1 находим λ, а затем обобщенный параметр влагопереноса по формуле

$$B = \frac{z^2}{4\lambda^2 t}, \text{ м}^2/\text{сут}, \qquad (V.34)$$

где z — глубина до сечения потока влаги, в котором определялась влажность в начале ($t = 0$) и конце ($t > 0$) периода наблюдений; t — продолжительность расчетного периода, сут.

Обычно расчет параметра B по указанной методике имеет целью найти корреляционную связь этого параметра с усредненной за расчетное время влажностью почвогрунтов $W_{ср}$. Учитывая это, следует указанные расчеты выполнять для разных сезонов года, когда средняя влажность различна. При этом усреднение влажности следует производить во времени и в пространстве. Для этого учитываются значения влажности в начальном ($z = 0$) и расчетном ($z > 0$) сечениях потока на исходный ($t = 0$) и расчетный ($t > 0$) моменты времени. Средняя влажность для данного периода t и интервала глубины z равна среднеарифметическому значению из четырех перечисленных выше значений влажности.

Число расчетных периодов t зависит от числа экстремальных величин влажности в начальном сечении потока. Обычно это число совпадает с числом расчетных периодов, выделенных ранее (см. четвертую главу) при гидродинамическом анализе режима и баланса грунтовых вод.

Получив ряд значений параметра B и отвечающих ему величин усредненной влажности W, вначале строят график связи этих величин, которым можно воспользоваться при прогнозе питания грунтовых вод сверху.

В ряде случаев возможно применить метод сложения течений, если на режим влажности расчетного периода влияло изменение влажности в начальном сечении за предыдущее время. Методика таких расчетов была рассмотрена при анализе режима грунтовых вод в прибрежной зоне.

Все указанные выше рекомендации вполне применимы для интервалов зоны аэрации, залегающих ниже корнеобитаемого слоя почвы (примерно начиная с глубин 0,80—1,00 м), где режим влажности не очень тесно связан с суточными и декадными колебаниями влажности и температуры воздуха. При этом начальное сечение потока выбирают на глубинах 0,8 или 1,0 м.

Для определения параметра влагопереноса в верхнем почвенном слое, часто представленном супесью, суглинками и гумусовым горизонтом почвы, можно поступить следующим образом.

В случае мгновенного изменения влажности на поверхности почвы ($z = 0$) и поддержания ее постоянной ($\Delta W^0 = \text{const}$) в течение времени t для величины изменения объема передвигающейся через поверхность почвы влаги действительно уравнение

$$\Delta V_{W,0} = 20\,\Delta W^0 \sqrt{\frac{B_1 t}{\pi}} + (k_W - k_{W_e})\,t, \text{ мм}, \tag{V.35}$$

где $\Delta V_{W,0}$ — разность объемов передвинувшейся через сечение $z = 0$ влаги за время t, например, 30 сут, и за предшествующий период той же продолжительности, но с интенсивностью, отвечающей начальному распределению влаги (при $t = 0$); $\Delta W^0 = W^0 - W_e^0$ — приращение усредненной за время t объемной влажности почвогрунтов в начальном сечении (W^0), ($z = 0$) в сравнении с первоначальной влажностью (W_e), %; k_W, k_{W_e} — усредненные коэффициенты влагопроницаемости за расчетное время t и предшествующее время той же продолжительности, отвечающие соответствующим влажностям $W_{ср}$ и $W_{e,ср}$, мм/сут.

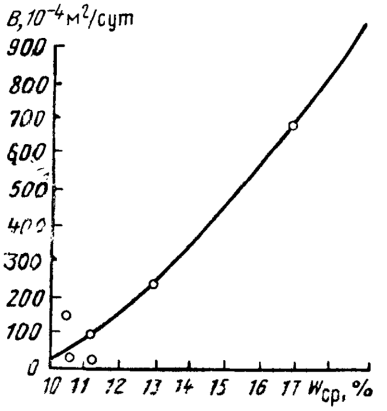


Рис. 50. Зависимость обобщенного параметра влагопереноса B от средней объемной влажности для мелкозернистых песков на глубине 0,80—1,20 м (1970 г.).

Если учесть выпадающие на поверхность осадки X_2, суммарное испарение с поверхности Z_2 за расчетное время t и соответствующие величины тех же элементов баланса X_1, Z_1 за предшествующее время той же продолжительности (но до $t = 0$), то для случая отсутствия склонового стока будет действительно уравнение

$$B_1 = \frac{3{,}14}{t}\left[\frac{(\Delta X - \Delta Z) - (k_W - k_{W_e})\,t}{20\,\Delta W^0}\right], \text{ м}^2/\text{сут}, \tag{V.36}$$

где

$$\Delta X = X_2 - X_1; \quad \Delta Z = Z_2 - Z_1; \quad k_W t, \; k_{W_e} t —$$

в мм слоя воды.

Применение рассмотренной методики расчета параметра B на Подмосковном гидрогеологическом полигоне ВСЕГИНГЕО, по данным наблюдения за влажностью грунтов в лизиметре 20 и за осадками и суммарным испарением на поляне с помощью почвенного испарителя ГГИ-500-50 за 1970 г., указало на следующее:

1) обобщенный параметр влагопереноса B для флювиогляциальных песков, залегающих ниже корнеобитаемого слоя почв (в пределах 0,80—1,20 м), увеличивается с ростом влажности (рис. 50);

2) тот же параметр, но для покровных супесей и почвы с растительным покровом (разнотравье), залегающих около дневной поверхности (0,2—0,6 м), в пределах корнеобитаемого слоя, уменьшается с ростом влажности (рис. 51).

Аналогичная связь между коэффициентом влагопроводности и потенциалом влаги получена В. Ф. Шебеко (1965) по экспериментальным данным для торфяных почв.

Первая закономерность связана с тем, что ниже корнеобитаемого слоя почв расход влаги обязан лишь процессу молекулярной диффузивности, который предопределяется толщиной пленки жидкой влаги (т. е. объемной влажностью) и градиентом влажности. Вторая закономерность обязана тому, что в пределах корнеобитаемого слоя почвогрунтов передвижение влаги предопределяется также и всасывающей способностью корней растений — осмотическим давлением, развиваемым корневой системой, которое тем выше, чем ниже объемная влажность почвы. Не исключается влияние около поверхности почвы процесса термоосмоса, при котором поток влаги направляется к горячему концу капилляра, в частности — к дневной поверхности.

В заключение отметим, что при температурах почвогрунтов, значительно превышающих 10° С, и при сравнении параметров в коэффициент влагопрони-

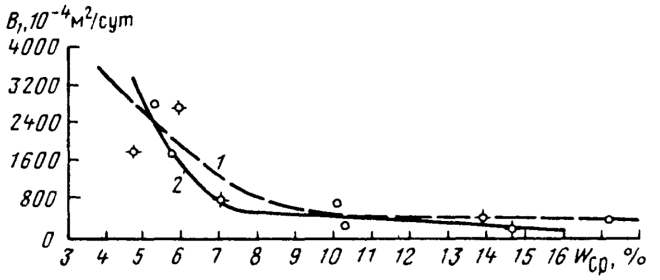


Рис. 51. Зависимость параметра влагопереноса B_1 для супесей на глубине 0,20 м от средней влажности (1970 г.).

1 — при $W^0_{ср} = \frac{W^0_{e\,I} + W^0_{e\,II}}{2}$ (среднее за два периода) — используем для прогноза питания грунтовых вод; *2* — при W^0_{II} — для расчетного периода

цаемости k_W необходимо вводить температурную поправку. Эта поправка, по Хазену, составляет (0,7 + 0,03 T° С), а исправленное значение коэффициента влагопроницаемости при 10° С равно

$$k_{W,\,10} = \frac{k_{W\,T}}{0{,}7 + 0{,}03T}, \text{ м/сут.} \qquad \text{(V.37)}$$

где $k_{W,\,T}$ — коэффициент влагопроницаемости при данной температуре; T — температура, °С.

В большинстве случаев для средней полосы европейской части территории СССР средняя температура зоны аэрации близка к 10° С. Несомненно, что для прогнозных расчетов влагопереноса влияние температуры на влагопроницаемость должно опять учитываться, исходя из конкретных температурных условий и с учетом изменения температурных полей, например, в связи с мелиорацией земель.

Анализ процесса миграции влаги в зоне аэрации и определение его составляющих

По данным наблюдения за влажностью и температурой почвогрунтов зоны аэрации представляется возможным исследовать процесс передвижения влаги по вертикали. Основными задачами такого исследования являются: количественное определение расхода (плотности потока) влаги на любых глубинах, оценка питания грунтовых вод за счет движущейся из зоны аэрации влаги,

изучение генетических связей миграции влаги с факторами влагопереноса, знать которые необходимо для управления изучаемым процессом.

Непременными условиями для выполнения такого анализа миграции влаги являются: наличие данных систематических наблюдений за режимом влажности и температуры от поверхности до зеркала грунтовых вод, определение параметров влагопереноса, как это было рассмотрено выше, и проведение экспериментальных воднобалансовых наблюдений на дневной поверхности. В частности, необходимы наблюдения за атмосферными осадками, суммарным испарением, склоновым (поверхностным) стоком, инфильтрацией. Последняя наблюдается по неглубоким лизиметрам на глубине 1 м, а также по почвенным и лучше болотным испарителям (Б-1000) с глубиной до воды 0,3—0,4 м от поверхности.

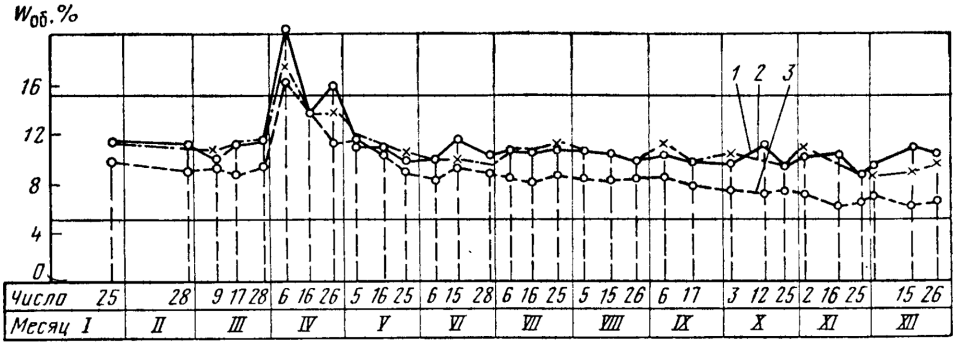


Рис. 52. Изменение объемной влажности в монолите лизиметра 20 за 1966 г.
1 — на глубине 0,8 м; *2* — на глубине 1,2 м; *3* — на глубине 1,6 м

Рассмотрим последовательность выполнения анализа миграции влаги на примере изучения влагопереноса на гидрогеологическом полигоне ВСЕГИНГЕО, расположенном на Пехорско-Купавинском междуречье (Лебедев, 1970).

На балансовой площадке размером 0,5 га залегают разнозернистые, преимущественно мелкозернистые пески флювиогляциального происхождения. В песках — грунтовая вода со свободной поверхностью на глубине 3,0—3,5 м. Водоупором служат плотные и жирные оксфорд-кимериджские глины верхней юры мощностью 10—12 м на глубине 30 м. Почвы дерново-подзолистые, заняты разнотравьем.

Зона аэрации с поверхности сложена гумусовым горизонтом до 0,30 м, затем иллювиальным горизонтом до 0,65 м, представленным супесью, а ниже — слегка ожелезненные грубозернистые пески, переходящие в серые мелкозернистые разности.

Наблюдения за влажностью почвогрунтов проводились с помощью нейтронных влагомеров, за температурой — термисторами, а также вытяжными термометрами по всей зоне аэрации. Здесь же были установлены лизиметры, загруженные монолитами того же разреза, с приемной поверхностью 1 м^2 и с глубиной до воды 1, 2 и 3 м (с двукратной повторностью). Рядом располагались метеорологический пост и почвенно-испарительная площадка.

В глубоком лизиметре 20 с глубиной до воды около 3 м был устаповлен нейтронный влагомер, данные наблюдений по которому вместе с данными о температуре за 1966 г. представлены на рис. 52 и 53.

Следует заметить, что данные наблюдений за термистором, установленным в том же лизиметре 20, практически совпадали с данными наблюдений по вытяжным термометрам на метеоплощадке, поэтому для анализа температурного поля мы использовали результаты по вытяжным термометрам, так как они точно отвечали ежедневным замерам.

Для облегчения сравнения расчетных величин передвигающейся влаги в зоне аэрации с данными по инфильтрации и испарению в лизиметрах анализ влагопереноса производился для монолита лизиметра 20. Уровень воды в нем поддерживался на глубине около 3 м. Анализ производился в несколько этапов.

1. При использовании метода элементарных балансов выделялся расчетный балансовый элемент потока площадью сечения 1 м² и высотой Δz (см. рис. 49). Через его середину проводили сечение *2*, а выше и ниже его — сечения *1* и *3* на расстояниях также Δz от среднего сечения.

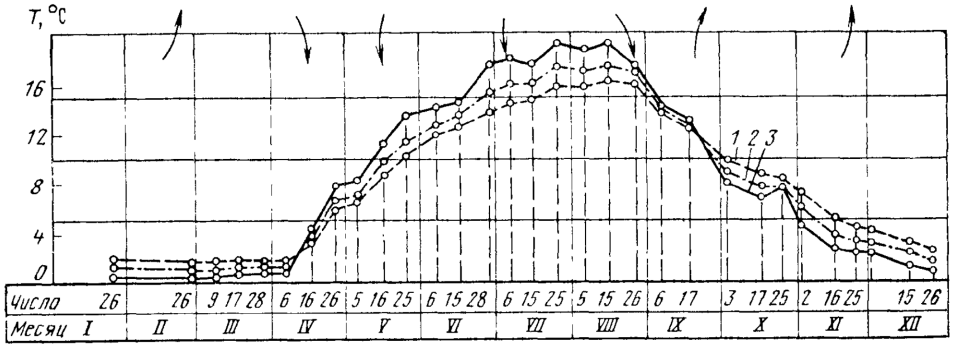


Рис. 53. Изменение температуры в монолите лизиметра 20 за 1966 г.
1 — на глубине 1,6 м; *2* — на глубине 1,2 м; *3* — на глубине 0,8 м. Стрелки показывают направление движения тепла на глубине 1,2 м

С целью наибольшего совпадения условий влагообмена через сечение *2* с условием питания грунтовых вод в малых лизиметрах 15, 16 это сечение в данном примере было выбрано на глубине 1,2 м, сечения *1* и *3* — соответственно на глубинах 0,8 и 1,6 м. Глубина до воды в указанных лизиметрах поддерживалась на 1 м от поверхности. Глубина 0,8 м почти совпадала с подошвой корнеобитаемого слоя почвы.

На уровнях указанных трех сечений регулярно велись наблюдения за влажностью и температурой (см. рис. 52, 53).

По данным лабораторных исследований объемная масса скелета грунта 1,63 г/см³, плотность 2,67 г/см³, коэффициент фильтрации грунта при полном насыщении водой 5,8 м/сут, максимальная молекулярная влагоемкость его 4,5 вес. %, наименьшая влагоемкость 12 объемн. %, максимальная гигроскопичность 0,89 вес. %.

2. Расчет параметров влагопереноса D_W, D'_T и k_W производился по методике, изложенной выше, в частности применялись формулы (V.30), (V.31) и (V.6). Для иллюстрации таких расчетов могут служить табл. 6 и 7.

Последовательность решения первой задачи по определению параметров влагопереноса сводится к следующему:

а) по данным наблюдений за влажностью и температурой вычисляются средние значения их между сроками наблюдений, обычно моменты наблюдения за влажностью ограничивали расчетные отрезки времени;

Таблица 6

Расчет составляющих величин уравнения влагопереноса (V.29)

Промежуток времени Δt, сут	Средняя температура, °С			$A = T_1 + T_3 - 2T_2$	$x = \frac{A}{(\Delta z)^2}$	Средняя влажность в долях единицы объема			$A' = W_1 + W_3 - 2W_2$	$\zeta = \frac{A'}{(\Delta z)^2}$	Δz, м
	$T_{1,\,s+1}$ (на глубине 0,8 м)	$T_{3,\,s+1}$ (на глубине 1,6 мм)	$2T_{2,\,s+1}$ (на глубине 1,2 м)			W_1 (на 0,8 м)	W_3 (на 1,6 м)	$2W_2$ (на 1,2 м)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1966 г.											
28/III—6/IV / 9	0,8	1,7	2,4	0,1	0,63	0,16	0,13	0,30	—0,01	—0,06	0,40
6/IV—16/IV / 10	2,1	2,0	3,6	0,5	3,12	0,16	0,14	0,32	—0,02	—0,13	0,40
16/IV—26/IV / 10	7,2	4,8	11,4	0,6	3,75	0,15	0,12	0,27	0	0	0,40

Продолжение табл. 6

Промежуток времени Δt, сут	$(\Delta z)^2$	Изменение влажности за промежуток времени Δt			Изменение влагопроницаемости, м/сут			Скорость изменения влажности $\frac{\Delta_t W}{\Delta t}$, (10^{-4})	Градиент изменения коэффициента влагопроницаемости $\frac{\Delta_z k_W}{2\Delta z}$, (10^{-4})	Расчетная величина y, $(10^{-4}) \cdot 1/\text{сут}$
		конечная $W_{2,\,s+2}$	начальная $W_{2,\,s}$	$\Delta_t W$	k_{W_3}	k_{W_1}	$\Delta_z k_W$			
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1966 г.										
28/III—6/IV / 9	0,16	0,173	0,116	0,057	0	0,0087	—0,0087	+63	—109	—46
6/IV—16/IV / 10	0,16	0,134	0,173	—0,039	0,0029	0,0180	—0,0151	—39	—189	—228
16/IV—26/IV / 10	0,16	0,136	0,134	0,002	0	0,0029	—0 0029	+2	—36,2	—34

Таблица 7

Расчет параметров уравнения связи (V.29)

Промежуток времени	Δt, сут	Значения величин			x^2	ζ^2, (10^{-4})
		y (10^{-4})	x	ζ		
1966 г.						
28/III—6/IV	9	—46	0,63	—0,06	0,3969	36,00
6/IV—16/IV	10	—228	3,12	—0,13	9,7344	169,00
16/IV—26/IV	10	—34	3,75	0	14,0625	0

Продолжение табл. 7

Промежуток времени	$y\zeta$, (10^{-4})	xy, (10^{-4})	$x\zeta$	D_W, м²/сут	D'_T, м²/град·сут
1966 г.					
28/III—6/IV	2,76	—28,98	—0,0378	$1333 \cdot 10^{-4}$	$-11{,}4 \cdot 10^{-4}$
6/IV—16/IV	29,64	—711,36	—0,4056		
16/IV—26/IV	0	—127,50	0		

$$D_W = \frac{24{,}1938 \cdot 32{,}40 \cdot 10^{-4} - 867{,}84 \cdot 0{,}4434 \cdot 10^{-4}}{24{,}1938 \cdot 205{,}0 \cdot 10^{-4} - (0{,}4434)^2} = 1333 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{сут};$$

$$D'_T = \frac{-867{,}84 \cdot 205{,}0 \cdot 10^{-8} + 0{,}4434 \cdot 32{,}40 \cdot 10^{-4}}{0{,}2993} = -11{,}4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{град} \cdot \text{сут}.$$

Таблица 8

Расчет расходов передвигающейся влаги по формуле (V.3)

Промежуток времени	Продолжительность Δt, сут	Градиент влажности $\frac{\Delta W}{\Delta z}\cdot\frac{1}{\text{м}}$	Расход влаги $-D_W\frac{\Delta W}{\Delta z}$, $\frac{\text{м}}{\text{сут}}\cdot 10^{-4}$	Градиент температуры $\frac{\Delta T}{\Delta z}\cdot\frac{°\text{C}}{\text{м}}$	Расход влаги $-D'_T\frac{\Delta T}{\Delta z}$, $\frac{\text{м}}{\text{сут}}\cdot 10^{-4}$	Коэффициент влагопроницаемости k_W, $\frac{\text{м}}{\text{сут}}\cdot 10^{-4}$	Суточный расход q_W. $\frac{\text{м}}{\text{сут}}\cdot 10^{-4}$	Суммарный расход влаги, мм $q_W t$
1966 г.								
28/III—6/IV	9	—0,0375	50,0	+1,12	12,80	29	91,80	82,6
16/IV—16/IV	10	—0,0250	33,4	—0,125	—1,42	87	118,98	118,98
6/IV—26/IV	10	—0,0375	50,0	—3,000	—34,2	7	22,80	22,8
Итого								224,4

б) для каждого отрезка времени наблюдений (например, в 1966 г. было выбрано шесть таких отрезков, рис. 54) вычисляется средний коэффициент влагопроницаемости k_W по формуле (V.6);

в) рассчитываются составляющие величины влагопереноса и его параметры, входящие в уравнение (V.29) (см. табл. 6, 7).

3. Вычисление расходов передвигающейся влаги q_W выполнили по формуле (V.3), предварительно определив градиенты влажности и температуры за каждый отрезок времени Δt. При этом использовали средние значения влажности и температуры. Пример такого расчета приведен в табл. 8.

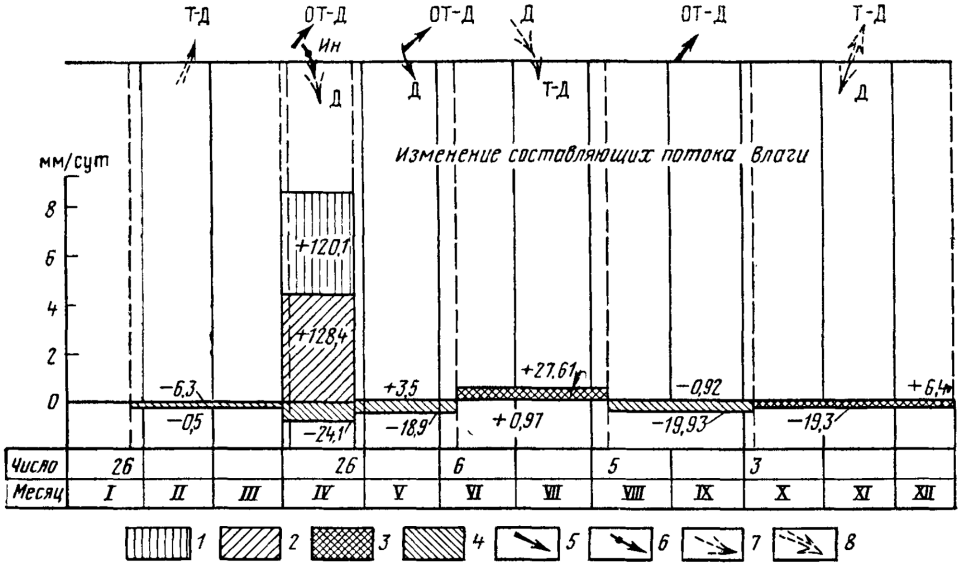


Рис. 54. Схема передвижения влаги и динамика составляющих ее потока на глубине 1,2 м от поверхности земли.

1 — инфильтрация осадков (гравитационный влагоперенос); *2* — диффузивность влаги; *3* — термодиффузивность влаги; *4* — относительная термодиффузивность — термоосмотический влагоперенос (со знаком плюс — величина передвигающейся влаги, направленной вниз, мм; со знаком минус — величина передвигающейся влаги, направленной вверх), мм. Направления передвижения влаги под действием: *5* — относительной термодиффузии, *6* — инфильтрации, *7* — диффузии, *8* — термодиффузии

Расчет составляющих суммарного потока влаги в миллиметрах слоя воды и в процентах за выделенные отрезки времени с учетом различных механизмов влагопереноса сведен в табл. 9.

4. Результаты расчетов влагопереноса по периодам года вместе с контрольными экспериментальными данными (если они имеются) представлены в табл. 10. Эти результаты могут быть изображены в виде диаграммы (см. рис. 54).

Заметим, что для сопоставления результатов расчета с экспериментальными данными мы часто пользуемся средними данными по лизиметрам 15, 16, 18 и 19. Это необходимо потому, что в лизиметрах 15, 18 подпертая капиллярная кайма располагалась на глубине 0,6 м, а в лизиметрах 16, 19 — на глубине около 1,6 м. В лизиметре 20 глубина до воды была около 2,90 м.

Положительные значения общего расхода влаги отвечают нисходящему движению влаги, а отрицательные — восходящему.

Таблица 9

Расчет величин, составляющих расход потока влаги в зоне аэрации

Промежуток времени	Продолжительность, сут	Диффузивность			Термодиффузивность			Инфильтрация			Итого, мм
		мм/сут	мм	%	мм/сут	мм	%	мм/сут	мм	%	
1966 г. 28/III—6/IV	9	+5,00	+45,0	54,4	+1,28	+11,5	14,0	+2,9	+26,1	31,6	+82.6
6/IV—16/IV	10	+3,34	+33,4	28,2	—0,142	—1,42	—1,2	+8,7	+87,0	73,0	+119,0
16/IV—26/IV	10	+5,00	+50,0	219,0	—3,42	—34,2	—150,0	+0,7	+7,0	31,0	+22,8
Итого		мм / %	+128,4 / +57,2			—24,12 / —10,7			+120,1 / +53,5		224,4 / 100

Так как параметры D_W, D'_T и их отношение $\delta = D'_T/D_W$, называемое, по А. В. Лыкову, коэффициентом термовлагопроводности (1/град), вычислялись для различных влажностей, то нам представилась возможность найти графическую связь их с объемной влажностью (рис. 55).

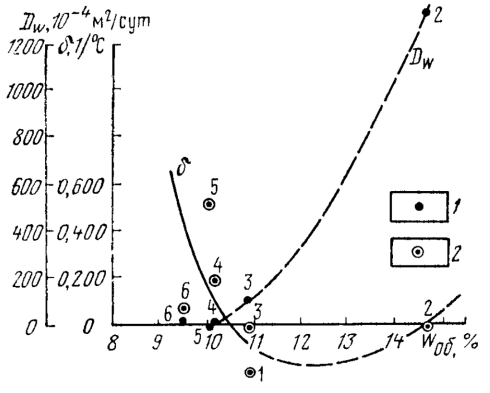


Рис. 55. Зависимость коэффициентов диффузивности (влагопроводности, по А. В. Лыкову) D_W и термовлагопроводности δ от объемной влажности для флювиогляциальных песков.

1 — значения параметра D_W; *2* — то же, параметра δ. Цифра у значка — порядковый номер строки в табл. 10.

Сравнение графиков $D_W = f(W)$ и $B = f(W)$ (см. рис. 50) указывает на их сходство по форме и на небольшое различие в абсолютных значениях параметров, что и должно иметь место согласно (V.5).

Из приведенного примера можно сделать выводы:

а. При объемной влажности 10—15% коэффициент молекулярной диффузивности D_W или влагопроводности, по А. В. Лыкову, для мелкозернистых флювиогляциальных песков, являясь функцией влажности, увеличивается с увеличением влажности по закону, близкому к экспоненциальному. С ростом температуры в том же пределе влажности коэффициент D_W уменьшается по логарифмическому закону (зависимость $\lg D_W = f(\lg T)$ близка к прямолинейной).

б. С увеличением температуры коэффициент термовлагопроводности увеличивается по закону, близкому к линейному. При увеличении коэффициента молекулярной диффузивности или влагопроводности уменьшается абсолютная величина коэффициента термовлагопроводности.

в. В зимнее и ранневесеннее время в изученном районе (например, с 26/I по 28/III 1966 г., см. рис. 54) на глубине 1,2 м поток влаги направлен к днев-

ной поверхности. Это направление совпадает с направлением потока тепла. Около 90% общего расхода влаги идет термокапиллярным (или термодиффузивным) путем. В это время максимально промерзание почвы.

г. В период весенней инфильтрации талых вод снегового покрова (например, 29/III—26/IV 1966 г.) проявляются все три механизма влагопереноса. Гравитационный влагоперенос, обусловливающий свободную инфильтрацию талых вод, составляет в данном примере 53,5% общего расхода влаги; молекулярно-диффузивный — предопределяет миграцию ранее накопленных вод и составляет до 57,2%. Относительно-термодиффузивный или термоосмотический механизм в данном периоде предопределяет встречное движение незначительных масс влаги (10,7% общего потока). Остальные периоды охарактеризованы графически (см. рис. 54).

д. В итоге за год (26/I—26/XII 1966 г.) на глубине 1,2 м нисходящее движение влаги составило 287,0 мм слоя воды. На долю инфильтрации приходилось 42%, на долю термокапиллярности 9,5%. Остальные 48,5% (139,3 мм) за счет молекулярной диффузивности.

Восходящее движение влаги составило 90 мм слоя воды. Из этого на долю термокапиллярности приходится 28,4% и на долю относительной термодиффузивности (термоосмоса) 70%.

По средним данным лизиметрических наблюдений суммарный расход влаги вниз составил 205,0 мм, что на 4,1% более расчетного.

По данным табл. 10 расчетные величины влагопереноса хорошо согласуются с экспериментальными. Все это является подтверждением справедливости принятой нами модели влагопереноса, которая математически описывается уравнением (V.4).

5. При использовании аналитического метода анализа влагопереноса в основу принимается уравнение (V.5), которое используется для отдельных последовательных циклов нисходящего или восходящего движения влаги. Эти циклы примерно совпадают с сезонами года. Для каждого из них выбирается начальное условие в виде распределения влаги, близкого к линейному по глубине. При этом начальное сечение потока влаги приурочивается к подошве корнеобитаемого слоя почвы или проводится на глубине 0,1—0,2 м в почве.

В первом случае ($z = 0$ при глубине 0,8—1 м) расчет влагопереноса возможен для любых глубин согласно формулам (V.12), (V.13), (V.15), (V.16), (V.19), (V.24), (V.28).

Во втором случае ($z = 0$ при глубине 0,1—0,2 м) расчет влагопереноса возможен с учетом двухслойного строения зоны аэрации. Для этого потребуется применение граничных условий четвертого рода.

При наличии мощных сравнительно однородных поверхностных отложений (почв, торфов и т. д.) и во втором случае применимы все указанные здесь формулы).

Первая задача состоит в отыскании параметра влагопереноса B.

Для полуограниченного потока или при $z < {}^1/_3 l$, где l — глубина до воды, применяются (V.32), (V.33). Для поверхностных слоев зоны аэрации при наличии экспериментальных данных на поверхности применима формула (V.36).

Пример. По приведенным ниже данным наблюдений на Подмосковном гидрогеологическом полигоне ВСЕГИНГЕО за влажностью грунтов зоны аэрации требуется рассчитать обобщенный параметр влагопереноса B и количество передвигающейся влаги.

Таблица 10

Результаты расчета влагопереноса в мелкозернистых песках методом элементарных балансов на глубине 1,20 м от поверхности за 1966 г.

№ п. п.	Период	Продолжительность Δt, сут	Расчетные коэффициенты			Инфильтрация		Диффузивность		Термодиффузивность		Общий расход влаги, мм / %	По данным лизиметров		Разность между экспериментальными и расчетными величинами	
			$D_W = k_1$, (10^{-4} м²/сут)	$D'_T = k_1\delta$, (10^{-4} м²/сут)	δ, 1/град.	Направление движения	Расход, мм / %	Направление движения	Расход, мм / %	Направление движения	Расход, мм / %		Номер лизиметра	Средняя величина питания грунтовых вод, мм	мм	%
1	26/I—28/III	61	—3,42	0,71	—0,208			Вверх	—0,52 / —8	Вверх	—6,29 / —92	—6,8 / 100	16	—7,1	—0,3	4,4
2	29/III—26/IV	29	1333	—11,4	—0,0086	Вниз	+120,1 / 53,5	Вниз	Д; +128,4 / +57,2	Вверх	От —Д; —24,12 / —10,7	+224,4 / +100	15, 16, 18, 19	+242,7	+18,3	8,2
3	27/IV—6/VI	41	93,5	—1,40	—0,015			Вниз	Д; +3,52 / —23	Вверх	От —Д; —18,94 / —123	—15,4 / —100	То же	—17,0	—1,6	10,4
4	7/VI—5/VII	60	6,33	1,21	0,191			Вниз	Д; +0,97 / +3	Вниз	Т—Д; +27,61 / +97	+28,6 / +100	20 / 15,18	+19,0 / +30,2	—9,6 / 1,6	33,6 / 5,6
5	6/VII—3/X	59	—6,84	—3,46	0,507			Вверх	—0,92 / 4	Вверх	От —Д; —19,93 / —96	—20,9 / —100	20 / 15,16 18,19	+5,5 / —29,8	26,4 / —8,9	— / 42,5
6	4/X—26/XII	84	18,5	1,07	0,058			Вниз	Д; +6,40 / —50	Вверх	Т—Д; —19,30 / —150	—12,9 / —100	20 / 15, 16, 19	+2,9 / —14,0	15,8 / —1,1	— / 8,5
Всего		334					+120,1 / 61		+137,9 / +70		—61,0 / —31	+197,0 / 100		205,0	8,0	4,1

Примечание. Глубина до воды в лизиметре 20 равна 2,90 м; в лизиметрах 15, 18—1,0 м; в лизиметрах 16, 19—2 м; Д—диффузивность; От—Д—относительная термодиффузивность; Т—Д—термодиффузивность; k_1 — коэффициент влагопроводности; δ — коэффициент термовлагопроводности (по А. В. Лыкову).

В период 28/III—6/IV 1966 г. изменение объемной влажности грунтов на глубине 0,8 м составило $\Delta W(0, t) = \Delta W_1^0 = 0{,}202—0{,}114 = 0{,}088$. На глубине 1,2 м аналогичное изменение было равно $\Delta W(z, t) = 0{,}173—0{,}116 = 0{,}057$.

По данным предшествующих наблюдений (см. рис. 52) изменений влажности на указанных глубинах почти не отмечалось. Поэтому начало отсчета времени $t = 0$ можно отнести к 28/III и принять $t = 9$ сут, $z = 0{,}4$ м.

Влиянием на динамику влаги второй границы—уровня грунтовых вод можно пренебречь, так как до последнего расстояние было в пять раз более расчетной длины z. Кроме того, благодаря небольшой продолжительности расчетного времени t и синхронности в изменениях влажности на указанных глубинах можно принять $\partial k_W/\partial z = \text{const}$. За начальное сечение принимаем сечение на глубине 0,8 м, расчетное сечение — на глубине 1,2 м.

Учитывая сказанное, применяем (V.32), согласно которому находим

$$R(\lambda) = \frac{\Delta W(z,\ t)}{\Delta W(0,\ t)} = \frac{0{,}057}{0{,}088} = 0{,}648.$$

С помощью прил. 1 находим $\lambda = 0{,}1839$. Это дает (согласно (V.34))

$$B = \frac{z^2}{4\lambda^2 t} = \frac{(0{,}4)^2}{4\,(0{,}1839)^2 \cdot 9} \cong 1320 \cdot 10^{-4}\ \text{м}^2/\text{сут}.$$

Сравнение этого параметра с ранее вычисленным для периода 29/III—26/IV 1966 г. по методу элементарных балансов $D_W = 1333 \cdot 10^{-4}$ м^2/сут, указывает на их близкое сходство.

Второй вопрос заключается в отыскании величин расхода потока влаги в начальном сечении (на глубине 0,8 м). Этот поток 6/IV 1966 г. для данных условий ($\partial k_W/\partial z = \text{const}$) передвигается диффузивным и термодиффузивным путем согласно (V.13) в размере

$$q_{W,\,z=0} = 2\Delta W_1^0 \sqrt{\frac{B}{\pi t}} = 2 \cdot 0{,}088 \sqrt{\frac{1320}{10^4 \cdot 3{,}14 \cdot 9}} = 0{,}0121\ \text{м/сут} = 12{,}1\ \text{мм/сут}.$$

Суммарный объем того же потока влаги за расчетное время согласно (V.14) составит

$$V_{W,\,0} = \frac{4}{3}\Delta W_1^0 \sqrt{\frac{Bt}{\pi}} = 1{,}333 \cdot 0{,}088 \sqrt{\frac{1320 \cdot 9}{10^4 \cdot 3{,}14}} = 0{,}072\ \text{м} = 72\ \text{мм слоя воды}.$$

Для расчета количества свободной гравитационной влаги, передвигающейся под влиянием силы тяжести в расчетном сечении $z = 0{,}4$ м, воспользуемся зависимостью (V.7), действительной при линейной связи влагопроницаемости с глубиной. На основании этого объем гравитационной влаги равен

$$V_{W,\,\text{г},\,z} = \int_0^t k_W\,dt = k_{0,\,\text{ср}}t + czt,\ \text{м}, \qquad \text{(V.38)}$$

где c — коэффициент линейной связи k_W с z; $k_{0,\,\text{ср}}$ — усредненный за время t коэффициент влагопроницаемости в начальном сечении $z = 0$.

Для наших условий

$$c = \frac{k_W(z,\ t) - k_0(t)}{z} = \frac{0{,}0029 - 0{,}0087}{0{,}4} = -0{,}0145\ 1/\text{сут},$$

причем $k_W(z,\ t) = 0{,}0029$ и $k_0(t) = 0{,}0087$ м/сут вычислены по (V.6) для известных значений влажности ($W_z = 0{,}15$ и $W_0 = 0{,}16$); $k_{0,\,\text{ср}} = 0{,}0087$ м/сут. Подставляя значение величин в (V.38), найдем

$$V_{W,\,\text{г},\,z} = 0{,}0087 \cdot 9 - 0{,}0145 \cdot 0{,}4 \cdot 9 = 0{,}0262\ \text{м} = 26{,}2\ \text{мм}.$$

Таким образом, общий влагоперенос за период 28/III—6/IV 1966 г. на глубине 0,8—1,2 м составил $V_{W,\,z} = 72{,}0 + 26{,}2 = 98{,}2$ мм.

Если сопоставить этот результат с расчетом влагопереноса методом элементарных балансов (см. табл. 9), то заметим их сходство. Так, по методу элементарных балансов для того же примера влагоперенос диффузивным и термодиффузивным механизмами составил 56,5 мм слоя воды (на глубине 1,2 м), а по аналитическому методу 72 мм. Разница менее 22%. Общие расходы влагопереноса (82,6, 98,2 мм) отличались всего на 16%.

При влажности почвогрунтов, меньшей НВ (в данном примере равной 12 объемн. %), применяется (V.14) и значения $c = 0$, $k_{W,\,ср} = 0$, т. е. расчетная формула принимает вид

$$V_{W,\,0} = 0{,}753\,\Delta W_1^0\,\sqrt{Bt},\ м, \qquad (V.39)$$

где по-прежнему $\Delta W_1^0 = W^0 - W_e^0 = b_{W_1} t$ — линейное изменение влажности в начальном сечении за время t, происходящее с постоянной скоростью b_{W_1}. По этой формуле вычисляется суммарный влагоперенос в начальном сечении $z = 0$ за время t.

Для применения этой формулы требуется знать: 1) изменение объемной влажности в начальном сечении ΔW_1^0 за время t; 2) параметр влагопереноса B, зависящий от влажности. Причем последний определяется по корреляционной связи его с влажностью W (см., например, рис. 50). В качестве последней принимается усредненная за время t объемная влажность в начальном сечении, найденная по данным проведенных наблюдений.

Если влажность почвогрунтов превышает наименьшую влагоемкость, то дополнительно учитывается гравитационный влагоперенос в размере $k_{W,\,ср,\,0} t$ или применяется формула (V.14).

Определив таким методом влагоперенос в начальном сечении $V_{W,\,0}$, переходят к расчету его для любого заданного сечения $z > 0$. При этом для полуограниченного потока и граничных условий первого рода применяют (V.16) и (V.17), а для ограниченного зеркалом грунтовых вод потока — (V.16) и (V.19). При наличии граничных условий второго рода, что часто возможно при орошении и осушении, для указанных целей применяют (V.22) и метод безразмерных коэффициентов, рассмотренный выше, т. е. формулы (V.26) и (V.28).

В частности, при выборе начального момента времени $t = 0$, когда отсутствовал заметный влагоперенос по вертикали (эпюра влажности почти параллельна оси ординат), влагоперенос за единицу времени на глубине $z = l$ (на уровне грунтовых вод) определяется по (V.21), (V.23) и за время t — по (V.24).

Схемы миграции влаги, составленные на основе изучения водных балансов, рассмотрены ниже.

БАЛАНС ВЛАГИ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Воднобалансовый метод используется для составления водных балансов отдельных слоев зоны аэрации (например, корнеобитаемого слоя почв), всей зоны (от поверхности до зеркала грунтовых вод) и для всей почвенно-грунтовой призмы (от поверхности до первого водоупора). Этот баланс основывается на экспериментальном определении запасов влаги в сроки наблюдений за влажностью почвогрунтов от дневной поверхности до зеркала грунтовых вод, а также на изучении режима и составлении баланса грунтовых вод непосредственно в пунктах наблюдения за влажностью.

Как увидим далее, схема миграции влаги, составленная воднобалансовым методом, позволяет исследовать процессы передвижения влаги по вертикали и во времени, определить величины питания грунтовых вод сверху и пополнения подземного стока. Данные такой схемы совместно с анализом гидрометеорологических факторов используются для установления причинных связей изучаемого влагопереноса с этими факторами, что важно для прогноза влажности и управления водным режимом почвогрунтов.

Расчет баланса влаги

Рассматриваемый воднобалансовый метод применяется на опытных балансовых участках и площадках, на которых наблюдается режим подземных вод и систематически определяются другие элементы водного баланса на поверхности (осадки, суммарное испарение, поверхностный сток, температура почвогрунтов, воздуха и т. п.).

На опытном участке с неглубоким (менее 5—6 м) залеганием и при одномерном движении грунтовых вод в створе по потоку должно быть не менее трех наблюдательных скважин (рис. 56). По данным наблюдений в этих скважинах рассчитываются приток Q_1 и отток грунтовых вод Q_2, соответственно притекающих и оттекающих из балансового элемента потока, как это было указано в четвертой главе.

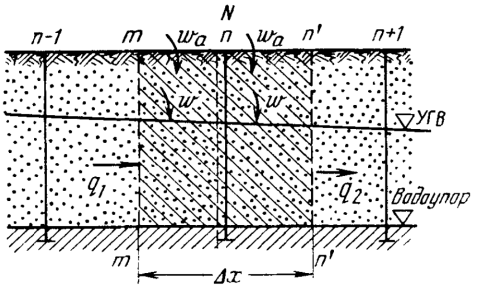


Рис. 56. Схема размещения пункта N для наблюдения за влажностью грунтов в зоне аэрации и составления баланса влаги в почвенно-грунтовой призме (заштрихован элемент потока)

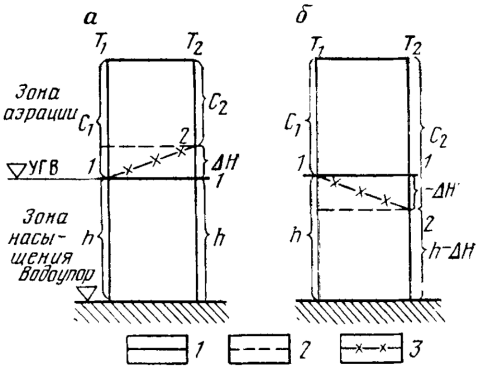


Рис. 57. Схема обозначений запасов влаги в почвенно-грунтовой призме на моменты времени T_1 и T_2.

а — при подъеме уровня воды; *б* — при спаде уровня воды. *1* — начальное положение уровня воды в момент времени T_1; *2* — конечное положение уровня в момент времени T_2; *3* — схематическое изображение изменения уровня грунтовых вод от момента T_1 до момента T_2

Пункт наблюдения за влажностью грунтов N располагается в центральной части расчетного балансового элемента потока, например недалеко от средней скважины n.

Выделенный в грунтовом потоке и в зоне аэрации элемент $mm'n'n$ с боков ограничивается средними линиями mm', nn', снизу — водоупором и сверху — дневной поверхностью.

Запасы влаги в среднем сечении (пункте N) распространяем на весь элемент. Несомненно, что для большей достоверности расчетов наблюдения за влажностью лучше производить по нескольким вертикалям в пределах этого элемента. Тогда усредненные по площади показатели влажности отдельных слоев зоны аэрации позволят более объективно оценить влагозапасы всего элемента.

Запас влаги в зоне аэрации, взятой от дневной поверхности до уровня воды, в момент времени T_1 (рис. 57) примем равным C_1; на момент времени T_2—C_2 (в мм слоя воды). Запас воды в зоне полного насыщения (ниже зеркала) на момент T_1 равен nh (где h — мощность водоносного горизонта при горизонтальном водоупоре, n — полная влагоемкость грунта в объемном выражении,

равная пористости за вычетом объема защемленного воздуха). На момент времени T_2 этот запас воды в случае подъема к этому моменту уровня воды на величину ΔH составит $n\,(h + \Delta H)$.

На основании этого можно написать выражение для изменения запаса воды в почвенно-грунтовой призме за время $\Delta T = T_2 - T_1$ в виде

$$\delta = C_2 - C_1 + n\Delta H, \tag{V.40}$$

где все слагаемые выражены в мм слоя воды.

В случае понижения уровня перед величиной ΔH ставят знак минус. Запасы влаги C_1 и C_2 определяются по формуле

$$C = \sum_{i=1}^{n} \Delta h_{\text{гр},\,i} W_{\text{об},\,i},\ \text{мм}, \tag{V.41}$$

где $\Delta h_{\text{гр},\,i}$ — мощность расчетного интервала слоя грунта по глубине, взятая в границах, проведенных между точками отбора проб грунта на определение влажности; $W_{\text{об},\,i}$ — соответствующая объемная влажность грунта в точке, находящейся посредине интервала; она равна весовой влажности, умноженной на объемную массу скелета грунта.

Изменение влагозапасов может возникать за счет поступления воды из атмосферы или с поверхности в зону аэрации с интенсивностью w_a. При положительном значении это будет интенсивность инфильтрации осадков или поливных вод в почву в условиях орошения, возможно, и поступление вод за счет конденсации водяных паров на поверхности и порах почвы; при отрицательном — интенсивность суммарного испарения влаги из зоны аэрации в атмосферу. Включается сюда и транспирация растениями.

Величину $w_a \Delta t$ мы называем выражением влагообмена зоны аэрации с атмосферой. Она аналогична величине питания грунтовых вод, но только относится к поверхности почвы.

Кроме этой величины изменение влагозапасов δ обусловливается разностью между притоком Q_1 и оттоком Q_2 грунтовых вод, притекающих и оттекающих из расчетного элемента в горизонтальном направлении, т. е. величиной $Q_1 - Q_2/F\Delta t$, где F — площадь элемента потока в горизонтальной плоскости. В случае наличия вертикального водообмена грунтовых вод с подстилающим напорным водоносным горизонтом кроме указанного должно учитываться перетекание грунтовых вод в подстилающий горизонт $\pm\varepsilon$ (здесь ε — интенсивность перетекания). Причем при положительном значении величины ε (перетекание воды вниз) перед нею в правой части (V.42) ставится знак минус; при отрицательном значении величины ε (подток воды снизу) — перед нею ставится знак плюс.

Учитывая сказанное, для баланса влаги в почвенно-грунтовой призме без учета перетекания вод можно написать уравнение

$$C_2 - C_1 + n\Delta H = \left(w_a + \frac{Q_1 - Q_2}{F}\right)\Delta t, \tag{V.42}$$

где обозначения прежние.

В условиях неоднородного строения зоны аэрации или сложном устройстве дневной поверхности, разнообразии растительного покрова подсчет влагозапасов (C_1, C_2) и изменения уровня грунтовых вод ΔH производят в трех и более пунктах, расположенных по потоку вод в пределах балансового элемента.

Если интенсивность питания грунтовых вод сверху в пункте наблюдения а влажностью определена экспериментально (например, с помощью лизиметров),

то величину $(Q_1-Q_2)/F$ находят также расчетным путем, но более простым способом, т. е. в виде

$$\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t=\mu\,\Delta H_n-(w\,\Delta t)_{эк}, \qquad (V.43)$$

где $(w\Delta t)_{эк}$ — величина питания грунтовых вод сверху, найденная экспериментально, мм; ΔH_n — изменение уровня грунтовых вод в средней скважине n; μ — водоотдача или недостаток насыщения пород в зоне колебания подпертой капиллярной каймы и уровня грунтовых вод, определяемые по данным о распределении влажности в зоне аэрации до и после изменения уровня (см. третью главу).

Интенсивность инфильтрационного питания грунтовых вод сверху w для расчетного балансового элемента может быть принята равной усредненной на большой площади величине, полученной согласно расчетам по данным о колебании уровня (методом конечных разностей или аналитическим методом). При этом расчетный створ наблюдательных скважин должен пересекать пункт наблюдения за влажностью. В этом случае для определения $[(Q_1-Q_2)/F]\Delta t$ также применяют (V.43), а величину $w\,\Delta t$ принимают равной расчетной.

Неизвестная величина влагообмена зоны аэрации с атмосферой или с поверхностью $w_a\,\Delta t$ находится из (V.42) по разности между известными левой и правой частями равенства.

Для экспериментального определения величины $w_a\,\Delta t$ требуется независимое измерение следующих величин: 1) осадков X; 2) суммарного испарения Z; 3) стока поверхностных вод $Y_{пов}$; 4) изменения запаса воды на поверхности D_1. При наличии орошения должны учитываться подача поливной воды на поля $Y_{1,ор}$, сброс поливной воды $Y_{2,ор}$, потеря воды из каналов на фильтрацию Y_f и т. п. Так, например, для неорошаемых земель

$$w_a\,\Delta t=X-Z-Y_{пов}-D_1. \qquad (V.44)$$

При экспериментальном определении всех элементов водного баланса почвенно-грунтовой призмы, выраженного с помощью (V.42), (V.43) и (V.44), в правой части первого уравнения должна быть дополнительно введена невязка в водном балансе Δ. Эта невязка не должна превышать 20% величины $\mu\,\Delta H$.

Если использовать (V.43) для определения величины $[(Q_1-Q_2)/F]\Delta t$ и вместо $(w\,\Delta t)_{эк}$ взять расчетную величину питания грунтовых вод, имеющую место в данном пункте $w\,\Delta t$, то из (V.42) можно получить выражение

$$w_a\,\Delta t=\Delta C+v_{об}\,\Delta H+w\,\Delta t, \qquad (V.45)$$

где $\Delta C=C_2-C_1$; $v_{об}=n-\mu$ — объемная влажность однородных грунтов над подпертой капиллярной каймой, имевшая место до подъема уровня в пределах ΔH, или оставшаяся после спада уровня над той же каймой, которая понизилась также на ΔH.

Из (V.45) следует, что изменение уровня грунтовых вод за время Δt равно

$$\Delta H=\frac{1}{v_{об}}(w_a\,\Delta t-w\,\Delta t-\Delta C). \qquad (V.46)$$

Это уравнение позволяет перейти к прогнозу колебания уровня грунтовых вод по данным о предстоящем влагообмене зоны аэрации с атмосферой $w_a\,\Delta t$; о питании грунтовых вод сверху $w\,\Delta t$; о возможном изменении влагозапасов зоны аэрации ΔC за время Δt и остаточной объемной влажности над капиллярной каймой $v_в$. Обычно последняя величина равна НВ (наименьшая

влагоемкость); $w_a \Delta t$ и $w \Delta t$ принимаются, исходя из данных о проектируемом водном балансе на поверхности (V.44) и из отношения этих величин между собой, которое заранее устанавливается в аналогичных районах. Величина $\Delta C = C_2 - C_1$ прогнозируется с учетом предстоящего изменения влагозапасов в корнеобитаемом слое почв, в частности учитывается водопотребление растений. Можно воспользоваться последовательным приближением (итерацией) ожидаемой величины ΔH.

Из (V.45) также следует, что величина питания грунтовых вод сверху равна

$$w \Delta t = w_a \Delta t - D_2, \tag{V.47}$$

где $D_2 = \Delta C + v_{об} \Delta H$ — изменение запаса, или аккумуляция влаги, над наивысшим за расчетное время Δt положением подпертой капиллярной каймы.

При инфильтрации воды через почву ($w_a \Delta t > 0$) и подъеме уровня грунтовых вод ($\Delta H > 0$) питание этих вод сверху формируется за счет той части инфильтрации, которая достигает наивысшего положения подпертой капиллярной каймы. При этом зона аэрации предварительно увлажняется на величину $D_2 = \Delta C + v_{об} \Delta H$. Здесь $v_{об} \Delta H$ — количество влаги, имевшейся в начальный момент времени в зоне аэрации над капиллярной каймой в пределах перемещения ее верхней границы на величину ΔH.

При испарении влаги из зоны аэрации ($w_a \Delta t < 0$) и при спаде уровня грунтовых вод неглубокого залегания ($\Delta H < 0$) восходящий ток влаги от этого уровня составляет величину испарения этих вод $u \Delta \vartheta$, которая по абсолютному значению может быть менее суммарного влагопереноса через почву на величину $|D_2| = |\Delta C + v_{об} \Delta H|$.

Таким образом, количество влаги, достигающей самого высокого положения подпертой капиллярной каймы, или величина питания грунтовых вод $w \Delta t$, расходуется на подъем уровня или на заполнение свободного от воды объема пор грунта $\mu \Delta H$ и на формирование местного подземного стока $(Q_2 - Q_1)/F \Delta t$. Последнее в дальнейшем мы назовем местным пополнением подземного стока, что более строго отвечает значению разности между оттоком и притоком воды в данном элементе потока.

Из рассмотрения (V.47) и (V.44) следует также вывод, что при тщательном определении аккумуляции влаги в зоне аэрации D_2 и экспериментальном наблюдении за влагообменом зоны аэрации с атмосферой, т. е. определяя $w_a \Delta t$ с помощью неглубоких лизиметров или испарителей, можно для данных конкретных условий легко найти важнейший элемент баланса грунтовых вод — их питание сверху $w \Delta t$.

Определение суммарного испарения

Если за данный промежуток времени Δt на дневной поверхности имели место: выпадение осадков X, полив оросительной воды $Y_{ор}$, испарение с поверхности осадков $Z_{ос}$, испарение поливных вод (не успевших просочиться в почву) $Z_{ор}$ и испарение совместно с транспирацией растительностью той влаги, которая была накоплена ранее в зоне аэрации или которая уже просочилась (включая влагу из грунтового потока) Z_a, то при отсутствии поверхностного стока и аккумуляции влаги на поверхности величина влагообмена зоны аэрации с атмосферой будет равна *

$$w_a \Delta t = X + Y_{ор} - Z_{ос} - Z_{ор} - Z_a. \tag{V.48}$$

* Конденсацией паров пренебрегаем.

Очевидно, для определения инфильтрации поливных вод ($Y_{ор}$—$Z_{ор}$) и осадков (X—$Z_{ос}$) следует выбирать небольшие интервалы времени, в которые соответственно происходят поливы и выпадают дожди. При этом положительная величина влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_а \Delta t > 0$ в эти промежутки времени будет отличаться от указанных разностей на величину испарения влаги из почвы в интервалы времени между очередными поливами или дождями.

При незначительной продолжительности таких интервалов времени можно вполне доверять расчетным величинам $w_а \Delta t$, которые можно считать равными разностям между величинами осадков и испарения или поливов и испарения.

Для определения суммарного испарения влаги с почвы в неполивные или недождливые периоды $Z_а$ также требуется рассчитать для этих периодов величину $w_а \Delta t$ согласно (V.42). При этом $Z_а = -w_а \Delta t$. Эту же величину за продолжительное время можно вычислить из (V.48) при знании всех остальных слагаемых уравнения.

Обозначив суммарное испарение с поверхности почвы за любой промежуток времени Δt через Z, из (V.48) получим

$$Z = Z_{ос} + Z_{ор} + Z_а = X + Y_{ор} - w_а \Delta t, \qquad (V.49)$$

где обозначения прежние.

Напомним, что (V.48) и (V.49) действительны в отсутствие поверхностного стока с участка или балансовой площадки, а также без аккумуляции влаги на поверхности. Таким образом, задача по определению суммарного испарения с поверхности сводится к учету осадков X, поливных вод $Y_{ор}$ и к расчету величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой за соответствующий период $w_а \Delta t$. При этом, чем меньше промежутки времени Δt, для которых определяется последняя величина, тем точнее результаты расчета величин инфильтрации и испарения влаги из зоны аэрации за те же поомежутки времени. На годовую величину суммарного испарения Z влияние длительности промежутков времени Δt не сказывается, поскольку для поверхности предварительно вычисляется результирующая всех поступлений и расходов влаги из зоны аэрации.

Сочетание рассмотренного балансового метода расчета испарения и определения величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_а \Delta t$, с одной стороны, и экспериментальных наблюдений с помощью испарителей за испарением на поверхности не успевших просочиться осадков $Z_{ос}$, поливных вод $Z_{ор}$ — с другой, позволяет значительно сократить объем воднобалансовых работ. При этом достаточно определить величину $w_а \Delta t$ один раз за длительное время Δt. По этой величине $w_а \Delta t$, осадкам X и водоподаче $Y_{ор}$ на орошение согласно (V.49) находят суммарное испарение. Расчленение последнего на составляющие производится с помощью данных указанных выше экспериментальных наблюдений.

Пример расчета баланса влаги в зоне аэрации

Для иллюстрации метода расчета баланса влаги в зоне аэрации приведем данные по изучению влажности почвогрунтов и баланса грунтовых вод на балансовом участке Подмосковного гидрогеологического стационара ВСЕГИНГЕО за 1951/52 гидрологический год.

Балансовый участок располагался на открытой с юга поляне вблизи дер. Щемилово Ногинского района Московской области. Наблюдения за режимом

грунтовых вод производились по створу скважин 1—3—6/50, расположенных по потоку вод. Около средней из них велись систематические наблюдения за влажностью почвогрунтов от дневной поверхности до зеркала воды, которое находилось на глубине 2,35—3,03 м от поверхности.

С поверхности до глубины 0,15—0,20 м залегает гумусовый горизонт подзолистой почвы, ниже (до 0,65 м) — супесь легкая, которая повсеместно подстилается разно- и мелкозернистыми песками флювиогляциального происхождения. Грунтовые воды в этих песках на глубине 30 м подстилаются оксфорд-кимериджскими глинами верхней юры, которые являются надежным водоупором (мощность глин 12 м).

Наблюдения за влажностью производились термостатно-весовым методом. Пробы грунта отбирались с трехкратной повторностью, для чего в каждый срок отбора проб бурились три зондировочные скважины. По вертикали в каждой скважине точки взятия проб размещались через 0,10 и 0,25 м, в капиллярной кайме — через 0,1 м.

По данным наблюдения за уровнем грунтовых вод по указанному створу скважин и данным о коэффициенте фильтрации пород, который был определен кустовой откачкой и равен $k = 12{,}5$ м/сут, среднем коэффициенте водоотдачи или недостатка насыщения пород $\mu = 0{,}25$ был рассчитан баланс грунтовых вод за 1951/52 гидрологический год. При этом применялся метод конечных разностей. На основании вычисленных величин питания $w\,\Delta t$ для створа скважин и данных о колебании уровня воды и водоотдаче пород в пункте отбора проб согласно (V.43) уточнялась величина $(Q_1-Q_2)/F$. Поэтому вычисленная разность между притоком и оттоком вод в горизонтальном направлении $[(Q_1-Q_2)/F]\,\Delta t$ точно отвечала балансовой почвенно-грунтовой призме, для которой рассчитывался баланс влаги. Результаты такого расчета сведены в табл. 11.

Измерения запасов влаги проводятся по отдельным поясам зоны аэрации, из которых верхний отвечает корнеобитаемому слою почвы, нижний — капиллярной кайме мощностью 0,4 м.

Расчетные периоды времени отвечают характерным фазам сезонного изменения уровня грунтовых вод и совпадают с теми отрезками времени, для которых составлен баланс грунтовых вод по указанному створу скважин.

Запас влаги, полностью насыщающей грунт в пределах изменения уровня $n'\Delta H$, вычислен с учетом пористости $n = 0{,}387$ и фактического изменения уровня в пункте отбора проб на влажность.

В седьмой строке табл. 11 приведены значения влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a\,\Delta t$, вычисленные по (V.42).

Атмосферные осадки X взяты по осадкомеру, установленному на том же участке. Здесь же выделены положительные величины $w_a\,\Delta t$ — инфильтрация осадков в почву и суммарное испарение с почвы Z, вычисленное согласно (V.49).

Для сопоставления с этими результатами приводятся: величина питания грунтовых вод сверху $w\,\Delta t$ и изменение их уровня ΔH, взятые из расчета баланса грунтовых вод и данных наблюдений в пункте отбора проб на определение влажности.

Из результатов приведенного расчета видно, что в период с 8/X 1951 г. по 22/IX 1952 г. выпало 742,0 мм осадков. Положительное питание грунтовых вод составило 267,0 мм/год, или около 36% суммы осадков. Испарение этих вод — 212,4 мм/год, или 28,6% годовой суммы осадков. В итоге за год грунтовый поток получил путем инфильтрации с поверхности 7,4% годовых осадков (54,6 мм), что вызвало подъем уровня на 0,2 м.

Таблица 11

Водный баланс почвенно-грунтовой призмы за 1951/52 гидрологический год (в мм слоя воды)

№ п. п.	Элементы баланса	Периоды наблюдений								
		8/X—24/X 1951 г.	24/X 1951 г.— 26/II 1952 г.	26/II—7/IV 1952 г.	7/IV—8/V 1952 г.	8/V—16/VI 1952 г.	16/VI—22/VII 1952 г.	22/VII—23/VIII 1952 г.	23/VIII—22/IX 1952 г.	Итого за год
1	Изменение влагозапасов в верхнем поясе мощностью 1 м	29,1	—19,9	84,9	—62,1	—44,3	16,1	1,9	32,5	38,2
2	Изменение влагозапасов в среднем поясе	—18,9	21,7	35,7	—48,8	—12,5	17,0	—20,3	—2,1	—28,2
3	Изменение влагозапасов в капиллярной кайме	6,8	26,9	—13,6	—7,7	6,9	—20,6	55,9	—35,6	19,0
4	Запас влаги в пределах изменения уровня $n\,\Delta H$	—19,4	—116,0	—31,0	282,0	—38,7	34,8	—11,6	—23,2	76,9
5	Суммарное изменение влагозапасов в почвенно-грунтовой призме $n\,\Delta H + C_2 - C_1$	—2,4	—87,3	76,0	163,4	—88,6	47,3	25,9	—28,4	105,9
6	Разность между притоком и оттоком грунтовых вод $\frac{Q_1 - Q_2}{F}\,\Delta t$	0,2	—37,5	13,9	—105,0	19,9	15,5	11,9	6,3	—74,8
7	Влагообмен зоны аэрации с атмосферой $w_a\,\Delta t$	—2,6	—49,8	62,1	268,4	—108,5	31,8	14,0	—34,7	180,7
8	Атмосферные осадки X	2,1	219,4	90,4	9,6	113,3	171,9	94,6	40,7	742,0
9	Инфильтрация осадков через почву $+ w_a\,\Delta t$	—	—	62,1	268,4 **	—	31,8	14,0	—	376,3
10	Суммарное испарение с почвы $Z = x - w_a\,\Delta t$	4,7	269,2 *	28,3	—258,8 ***	221,8	140,1	80,6	75,4	561,3
11	Питание грунтовых вод $w\,\Delta t$	—13,1	—77,5	—36,5	259,8	—44,8	7,2	—19,2	—21,3	54,6
12	Изменение уровня грунтовых вод ΔH, м	—0,05	—0,30	—0,08	0,73	—0,10	0,09	—0,03	—0,06	0,20

* Суммарное испарение здесь совместно с аккумуляцией воды на поверхности, так как осадки были в твердом состоянии.
** Инфильтрация талых вод снегового покрова совместно с инфильтрацией жидких осадков.
*** Инфильтрация ранее накопленных осадков.

Осенью и зимой при отрицательных температурах почвогрунтов происходит вымораживание влаги на дневной поверхности, вследствие чего отмечается некоторая потеря влаги из зоны аэрации. До конца февраля 1952 г. эта потеря влаги зоной аэрации нами принимается условно за испарение из этой зоны. При наличии снегового покрова эта влага консервируется в виде корочки льда под снегом до начала весеннего снеготаяния. Последнее начинается в конце марта — начале апреля и за месяц вызывает усиленную инфильтрацию талых вод в почву. Так, например, эта инфильтрация достигает 36% годовой суммы осадков.

С наступлением положительных температур воздуха (май — август) испарение с почвы увеличивается и достигает 60% годовой суммы осадков.

В течение года зона аэрации получила из атмосферы путем инфильтрации 376,3 мм осадков, а потеряла на испарение 195,6 мм слоя воды. Грунтовый поток получил инфильтрационное питание за вычетом испарения грунтовых вод в размере 54,6 мм. По своей величине инфильтрация осадков через почву была почти в 1,4 раза выше положительного питания грунтовых вод. Расход влаги из зоны аэрации в атмосферу (на испарение и транспирацию растениями) составил 35% суммарного испарения с поверхности почвы. Последнее составляло 561,3 мм/год и складывалось из указанного выше испарения влаги зоны аэрации (195,6 мм) и из испарения неуспевших просочиться атмосферных осадков (742,0—376,3 = 365,7 мм, что составляет 65% общего испарения). Поверхностного стока и аккумуляции влаги на поверхности не было.

Высокий процент испарения осадков непосредственно с дневной поверхности обусловлен приуроченностью большей части осадков к теплому времени года. Из сравнения величин испарения влаги из зоны аэрации (195,6 мм) и из зоны грунтовых вод (212,4 мм) видно, что роль процесса восходящей миграции влаги от этих вод к поверхности, а затем в атмосферу весьма велика. За счет грунтовых вод формируется все испарение влаги из зоны аэрации, которое включает в себя транспирацию растениями и вымораживание зимой.

На основе такого анализа баланса влаги можно заключить, что грунтовые воды при неглубоком залегании (менее 2,5—3,0 м) усиленно снабжают влагой зону аэрации как в сухой теплый, так и в холодный периоды года. По отношению к суммарному испарению с поверхности расход грунтовых вод на испарение достигает 38%. По-видимому, еще большая роль принадлежит грунтовым водам в снабжении влагой корнеобитаемого слоя почв во время засухи.

Балансовая схема миграции влаги

Составление послойных водных балансов зоны аэрации позволяет определить направление и расходы передвигающейся по вертикали влаги за тот или иной промежуток времени Δt. На основе этого может быть установлена роль отдельных поясов и горизонтов зоны аэрации в водообмене между нею и атмосферой, а также между отдельными поясами зоны и грунтовым потоком. В частности, представляется возможность количественно оценить приток влаги из глубины (от грунтовых вод) к корнеобитаемому слою почв, что позволяет установить аккумулирующую роль зоны аэрации, выраженную в сохранении ею влагозапасов, необходимых для вегетации растений.

В. Я. Стапренс (1954 г.) указывает на необходимость различать три основных вида миграции капиллярной влаги: просачивание, рассасывание и трансляционная миграция. Последняя выражает собой горизонтальный влагоперенос, зависящий от градиента напора, коэффициента фильтрации и влажности

в зоне аэрации. Отмечается она в дюнных песчаных буграх морских побережий.

Следовательно, при горизонтальных поверхностях и равномерном влагопереносе на поверхности в отсутствие градиентов напора капиллярно-подвешенных вод в горизонтальном направлении трансляционным движением вод можно пренебречь. По исследованиям Тосненской гидрофизической станции (В. И. Рутковский, 1938 г.) даже на слабоводопроницаемых грунтах боковой сток в зоне аэрации существенного значения не имеет. Поэтому в приводимых ниже схемах этим стоком вод мы пренебрегаем.

Для построения послойных балансовых схем необходимо знать: 1) расход влаги на верхней или нижней границе зоны аэрации; 2) изменение запасов влаги в выделенных слоях зоны или интервалах глубин за каждый расчетный промежуток времени Δt. Выделение расчетных интервалов глубин должно согласовываться с генетическим разрезом почвогрунтов, границами литологических разностей, а также с положением грунтовых вод и подпертой над ними капиллярной каймой (рис. 58).

Нижний балансовый слой в данный расчетный промежуток времени Δt ограничивается снизу самым низким за это время положением уровня грунтовых вод.

Последовательность составления послойных водных балансов, а следовательно, и схемы миграции влаги сводится к следующему.

1. Для верхнего слоя или интервала по глубине учитываются ранее вычисленная величина влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a \Delta t$ (см. табл. 11, рис. 58) и изменение влагозапасов в этом интервале ΔC, равное разности между запасами влаги в нем на конец C_2 и начало C_1 расчетного промежутка времени Δt.

По разности этих величин ($w_a \Delta t - \Delta C = q_W \Delta t$) определяется расход влаги через подошву расчетного слоя. Все балансовые величины выражаются в миллиметрах слоя воды. Так, например, для промежутка времени 26/II—7/IV 1952 г. $w_a \Delta t = 62{,}1$ мм; $\Delta C = 0{,}3$ мм, $q_W \Delta t = 62{,}1 - 0{,}3 = 61{,}8$ мм.

Положительные величины влагообмена $w_a \Delta t$ или влагопереноса на границах слоев $q_W \Delta t$ указывают на нисходящие токи влаги (например, на инфильтрацию осадков), отрицательные величины — на восходящее передвижение влаги. Также учитывается знак перед величиной ΔC. Положительная величина ΔC указывает на прибыль в запасах влаги в расчетном слое, отрицательная — на убыль в запасах влаги.

В указанном примере расход влаги $q_W \Delta t = 61{,}8$ мм отвечает подошве гумусового горизонта почвы на глубине 0,15 м за расчетное время.

2. Таким же путем определяются расходы влаги на ниже расположенных границах слоев. При этом результат каждого предыдущего расчета величины $q_W \Delta t$ для подошвы верхнего слоя принимается в качестве известного расхода, проходящего через кровлю ниже расположенного расчетного слоя.

3. При подходе к зеркалу грунтового потока выделяется последний балансовый слой, имеющий мощность $m \geqslant \Delta H$ (где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за то же расчетное время Δt). Как уже отмечалось, нижняя граница этого слоя находится на высоте минимального уровня грунтовой воды.

Вычисленный тем же способом влагоперенос через эту границу отвечает разности между притоком и оттоком грунтовых вод, взятой с обратным знаком, для данного балансового участка, т. е. величине $[(Q_2 - Q_1)/F]\Delta t$.

Так, например, в том же промежутке времени влагоперенос через подошву нижнего слоя составил $q_W \Delta t = -15{,}9 - (-2{,}0) = -13{,}9$ мм, что

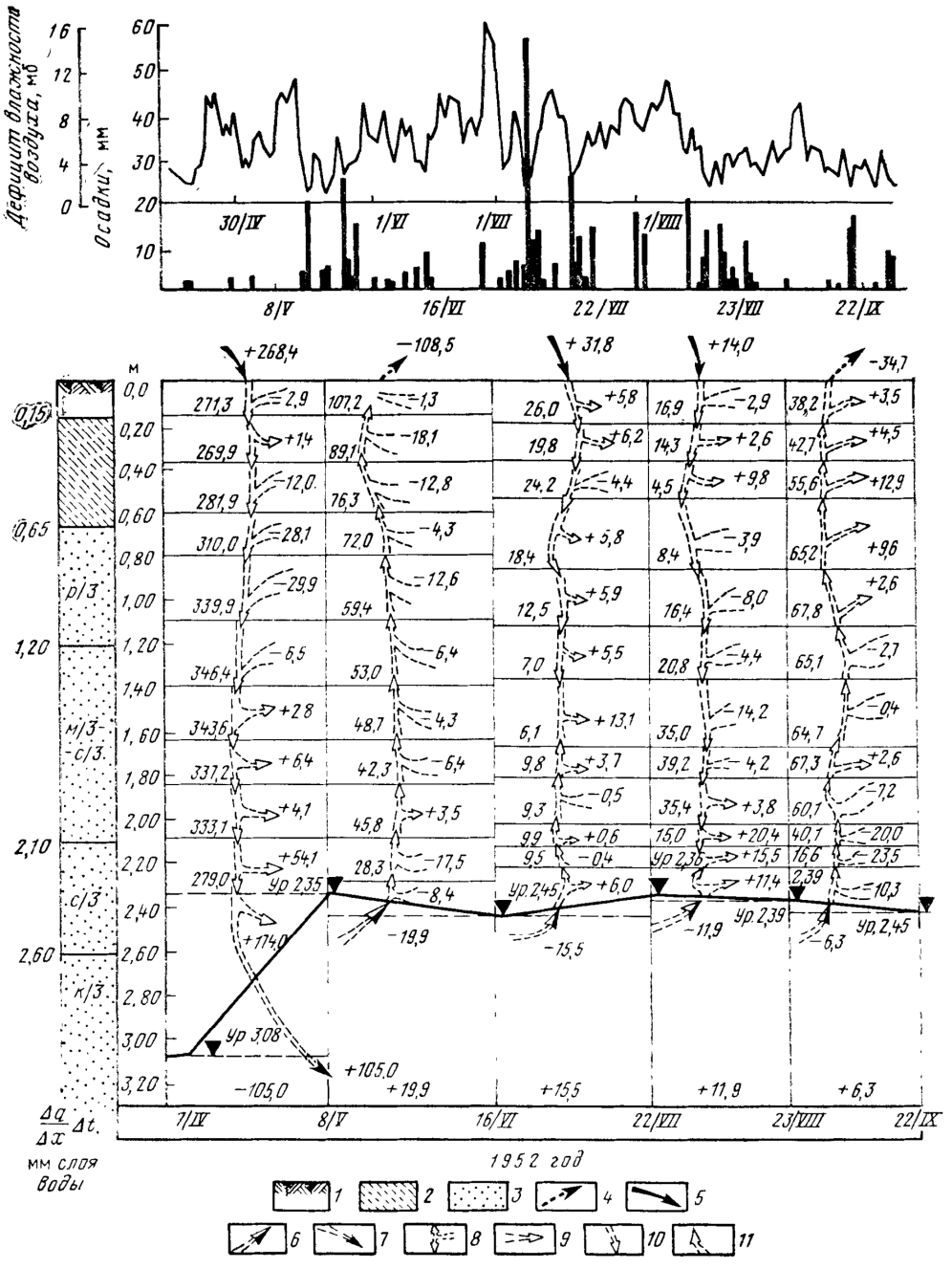


Рис. 58. Схема миграции влаги в зоне аэрации за 1951—1952 гг., на балансовом участке-поляне.

1 — почва; *2* — супесь; *3* — песок (р/з — разнозернистый, м/з — с/з — мелко- и среднезернистый; с/з — среднезернистый; к/з — крупнозернистый); *4* — суммарное испарение влаги из зоны аэрации; *5* — инфильтрация атмосферных осадков в зону аэрации; *6* — приток грунтовых вод за вычетом оттока их в данном элементе; *7* — отток тех же вод за вычетом их притока; *8* — убыль влаги из данного слоя вниз или вверх; *9* — накопление влаги в данном слое; *10* — передвижение влаги вниз из данного слоя; *11* — передвижение влаги вверх из данного слоя. Цифры около стрелок — высота слоя воды в мм; цифры на контактах слоев — величина влаги, перемещающейся через границы слоев в мм

отвечает разности между притоком и оттоком грунтовых вод, взятой с обратным знаком, т. е. величине $[(Q_2 - Q_1)/F]\Delta t = -13{,}9$ мм слоя воды.

Таким образом, разность между оттоком и притоком грунтовых вод $[(Q_2-Q_1)/F]\ \Delta t$ в почвенно-грунтовой призме выражает собой местное пополнение подземного стока и строго отвечает влагопереносу через замыкающее сечение балансовой призмы — на уровне минимального положения зеркала грунтовых вод. Положительное значение этой разности соответствует нисходящему движению влаги из зоны аэрации в зону полного насыщения, отрицательное — восходящему движению влаги из грунтового потока в зону аэрации.

Величина местного пополнения подземного стока $[(Q_2-Q_1)/F\Delta t]$ не постоянна во времени. Она зависит от развития процесса влагопереноса в зоне аэрации, а также от условий горизонтального оттока грунтовых вод в водоносном пласте. Например, при возникновении подпора этих вод (ниже по течению) возможна перемена знака перед величиной $[(Q_2 - Q_1)/F]\ \Delta t$ на противоположный (с плюса на минус). При превышении притока Q_1 над оттоком этих вод Q_2 в основании зоны аэрации возникает восходящий ток влаги в зону аэрации ($q_W\ \Delta t < 0$).

В условиях водораздельных пространств изменчивость по длине потока и во времени разности притока и оттока грунтовых вод $[(Q_1 - Q_2)/F]\Delta t$ связывают с неравномерным распределением по площади инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод (благодаря мезо- и микрорельефу и разной растительности) и с непостоянством условий инфильтрации и суммарного испарения.

В условиях прибрежных зон (вблизи рек, водоемов) изменчивость величины $[(Q_2 - Q_1)/F]\ \Delta t$, а следовательно, и вертикального водообмена грунтового потока с зоной аэрации во времени непосредственно обусловливается режимом этих водотоков и водоемов.

На рассматриваемой здесь схеме влагопереноса (см. рис. 58) может быть установлена и величина питания грунтовых вод сверху $w\,\Delta t$. Эта величина за промежуток времени Δt отвечает вычисленному рассмотренным методом влагопереносу $q_W\,\Delta t$ на высоте самого высокого положения верха подпертой капиллярной каймы. В данном примере высота этой каймы равна примерно 0,4 м над уровнем грунтовых вод.

Составление разобранной здесь схемы миграции влаги можно осуществлять и снизу вверх. Для этого в качестве исходной информации следует принимать ранее вычисленную для данного балансового участка разность между притоком и оттоком грунтовых вод $[(Q_1 - Q_2)/F]\ \Delta t$. Вначале вычисляют величину влагопереноса через нижний балансовый слой, считая, как уже было сказано, что $[(Q_1 - Q_2)/F]\Delta t = -q_W\Delta t$ — расход влаги, перемещающейся вверх (при знаке + — вниз) из зоны полного насыщения в зону аэрации. При подходе к дневной поверхности в этом случае мы получаем в итоге величину влагопереноса через поверхность почвы, равную $q_W\,\Delta t = w_a\Delta t$, которая нами уже была определена ранее в балансовой таблице (см. табл. 11).

Для удобства расчетов на балансовой схеме выписываются значения величин изменения влагозапасов $\pm\Delta C$ в миллиметрах слоя воды. Расходы влаги, передвигающейся через границу слоев, изображаются стрелками, против которых указаны размеры влагопереноса также в миллиметрах слоя воды. Другие обозначения к этой схеме указаны на рис. 58.

В приведенном примере в период 26/II—7/IV 1952 г. было отмечено встречное движение влаги на глубине зоны аэрации. До глубины 1 м с поверхности почвы отмечалось нисходящее движение влаги за счет инфильтрации осадков во время весенних оттепелей. Наибольшее накопление влаги отмечалось в интервале глубин 0,4—0,8 м, составившее до 50 мм слоя воды. Ниже глубины

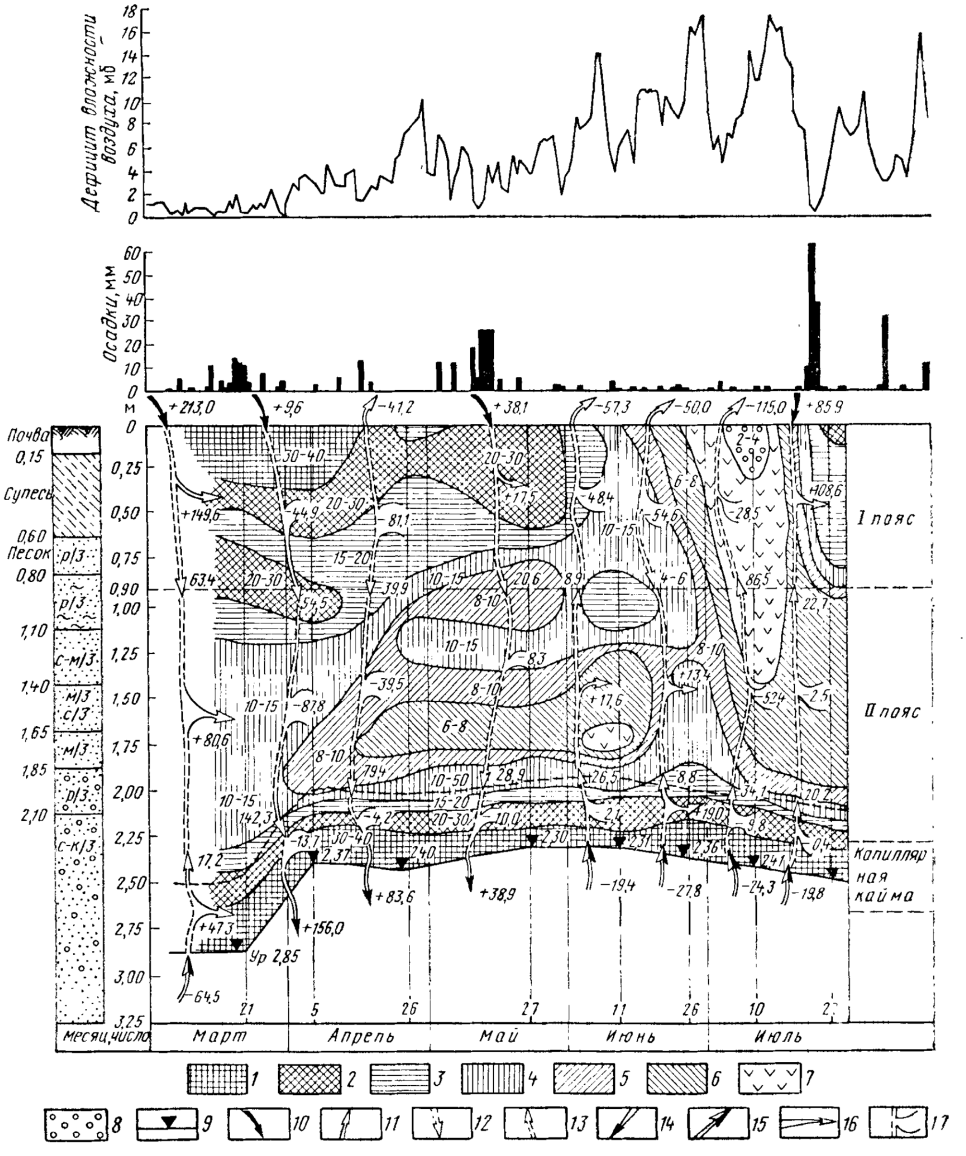


Рис. 59. График гидроизоплет и схема миграции влаги в зоне аэрации для балансового участка-поляны за 1951 г.

Объемная влажность (в %): *1* — 30—40; *2* — 20—30; *3* — 15—20; *4* — 10—15; *5* — 8—10; *6* — 6—8; *7* — 4—6; *8* — 2—4; *9* — уровень грунтовых вод; *10* — поступление влаги в зону аэрации ($w_a \Delta t > 0$); *11* — суммарный расход влаги из зоны аэрации в атмосферу ($w_a \Delta t < 0$); *12* — нисходящее передвижение влаги; *13* — восходящее передвижение влаги; *14* — поступление влаги в грунтовый поток (инфильтрация до зеркала воды плюс запас влаги, ранее находившейся над капиллярной каймой в зоне аэрации в пределах ΔH); *15* — поступление влаги из грунтового потока в зону аэрации; *16* — накопление влаги в данном поясе; *17* — убыль влаги в данном поясе. Цифры на рисунке обозначают количество влаги в мм слоя воды

1,2 м — до зеркала грунтовых вод (3,0—3,1 м) в течение этого и предшествующих периодов времени имело место восходящее движение почвенной влаги от грунтового потока. В результате обогащался влагой средний пояс зоны (от 1,1 до 1,6 м по вертикали). Капиллярная кайма потеряла часть своих влагозапасов на передвижение влаги кверху. На верхней границе капиллярной каймы восходящий ток влаги составил около 40 мм слоя воды, а по расчету методом конечных разностей с учетом режима вод в пункте отбора проб на влажность питание грунтовых вод равнялось $w\,\Delta t = -36{,}5$ мм.

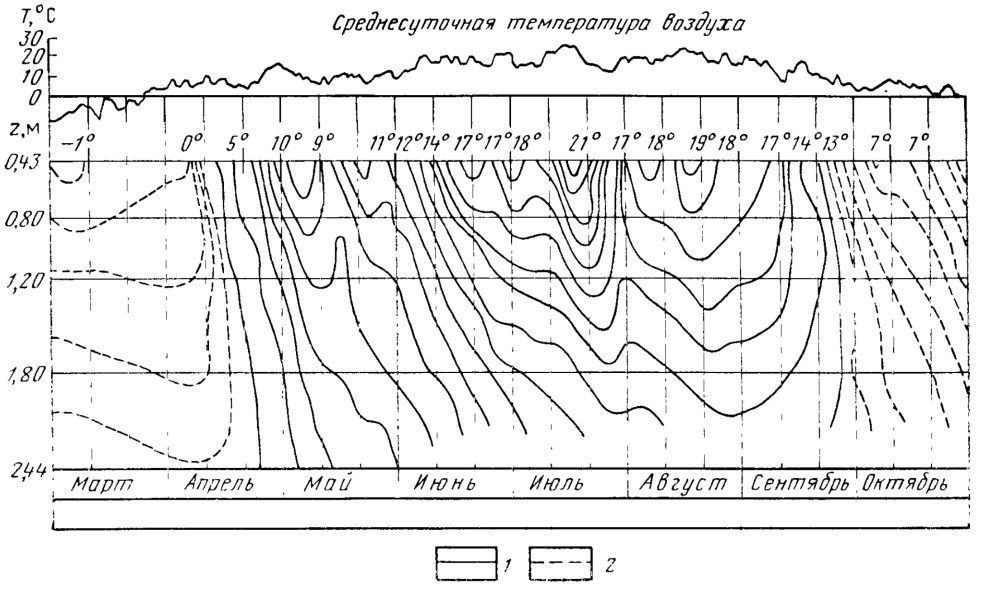


Рис. 60. График термоизоплет почвогрунтов зоны аэрации для поляны за 1951—1952 г. *1* — термоизоплеты летнего режима; *2* — термоизоплеты переходного и зимнего режимов температуры

Из рассмотрения приведенной схемы миграции влаги можно ясно представить картину формирования питания грунтовых вод сверху и их стока. В частности, могут быть определены: 1) глубина инфильтрации осадков или поливных вод, проникающих в зону аэрации; 2) глубина, с которой происходит миграция влаги вверх; 3) источники снабжения влагой корнеобитаемого слоя почвы; 4) размеры влагопереноса на любых глубинах и связь этого процесса с гидрометеорологическими условиями на поверхности и т. п.

Для решения последнего вопроса очень важно рядом со схемой миграции влаги строить графики изменения метеорологических факторов (осадки, дефицит влажности воздуха и т. п.).

Динамика объемной влажности почвогрунтов зоны аэрации наглядно изображена на графиках гидроизоплет, которые позволяют проследить изменение влажности по глубине и во времени (рис. 59). В дальнейшем на основе таких графиков выясняются вопросы о формах нахождения и закономерностях передвижения влаги в естественных условиях. Так, например, на указанном графике (см. рис. 59) виден процесс насыщения влагой верхнего пояса зоны, происходящий вследствие выпадения осадков (апрель — май). В связи с этим с некоторым запаздыванием отмечается подъем уровня грунтовых вод.

Для анализа закономерностей, причин распределения и движения влаги в зоне аэрации служат также параллельно составляемые графики термоизоплет для тех же грунтов зоны. Такие графики (рис. 60) строятся на основе систематических наблюдений над температурой почвогрунтов, проводимых на разных глубинах зоны аэрации (от поверхности до грунтовых вод). С помощью этих графиков выясняются направления тепловых потоков, с которыми связан влагоперенос, а также периоды прогрева и охлаждения зоны.

Методика изучения влажности почвогрунтов

Основными задачами этого изучения являются: 1) определение запасов влаги в зоне аэрации; 2) расчет изменения этих влагозапасов во времени; 3) получение исходных данных для исследования процессов влагопереноса в той же зоне.

Первые две задачи связаны с изучением общего водного баланса данной территории, а также с определением баланса грунтовых вод. Выполняются они в отдельных пунктах данного балансового района (в бассейне реки, на балансовом участке) с расчетом получить репрезентативные показатели изменения влагозапасов или аккумуляции влаги в зоне аэрации.

Последняя задача решается при детальном изучении формирования грунтовых вод в связи с выяснением механизма образования подземного стока, исследованием схем миграции влаги в ненасыщенной зоне для последующего прогноза режима грунтовых вод и управления водным режимом этой зоны.

Исследователи водного баланса и динамики влаги в почвах (А. Н. Костяков, М. А. Великанов, Г. Н. Каменский, М. М. Крылов, А. Ф. Сляднев, А. А. Роде и др.) уделяют большое внимание изучению влагозапасов в зоне аэрации. Вопросы изучения почвенной влаги получили наиболее широкое развитие в работах русских почвоведов (В. В. Докучаев, П. А. Костычев, Н. А. Качинский, С. И. Долгов, А. А. Роде и др.). В связи с мелиоративной практикой в сельском хозяйстве рассматриваемому вопросу уделяется одно из первых мест в работах по мелиорации почв и ирригации засушливых областей (А. Н. Костяков, Л. П. Розов, М. М. Крылов и др.).

Заметим, что в практике агрометеорологических, почвенных и мелиоративных исследований определение влагозапасов в зоне аэрации обычно ограничивается мощностью корнеобитаемого слоя почв (примерно 1—2 м). При изучении баланса грунтовых вод (М. М. Крылов, А. Ф. Сляднев, С. Н. Рыжов и др.) в орошаемых районах нередко ограничиваются условно выбранной мощностью зоны — от поверхности до глубины 2—2,5 м, что не всегда отвечает глубине залегания грунтовых вод.

Автор считает обязательным изучение влагозапасов, их динамики по всей мощности зоны аэрации — от дневной поверхности до зеркала грунтовых вод. Это требование является одним из условий для последующей увязки баланса влаги зоны аэрации с балансом грунтовых вод.

Некоторое исключение в детальности наблюдений могут представлять случаи большой глубины до грунтовых вод (более 10—15 м), когда определение влажности на таких глубинах затрудняется техническими причинами. Кроме того, при этом отпадает необходимость в большой частоте отбора проб грунта из-за относительной стабильности влагозапасов в течение года на глубине более 6—8 м.

Подготовительные работы

В состав этих работ включается районирование данной территории и балансового района по условиям инфильтрации и испарения с поверхности. На основе этого выбираются типичные опорные пункты, а также воднобалансовые участки и площадки, на которых организуются систематические наблюдения за влажностью почвогрунтов. Результаты этих наблюдений совместно с анализом режима и составленными балансами грунтовых вод экстраполируются на площади соответствующих районов.

Обычно воднобалансовым исследованиям зоны аэрации предшествуют детальные геолого-литологические, водно-физические, а иногда и химические исследования почвогрунтов зоны аэрации. В результате составляются почвенные, литологические профили с петрографической и гранулометрической характеристикой пород, определением их объемных масс, плотностей, коэффициентов фильтрации (например, в трубке «Спецгео»), а также других водно-физических свойств грунтов, указанных в третьей главе.

Большое внимание уделяется изучению неоднородности водно-физических свойств пород по вертикали и в плане. При этом весьма удобны карты-срезы с указанием величин тех или иных свойств пород.

Для решения всех трех задач изучения влажности почвогрунтов обязательным является совмещение пунктов определения влажности с местами расположения наблюдательных скважин. Данные за режимом грунтовых вод по скважинам используются для составления баланса вод. При выполнении этого требования к расположению наблюдательных пунктов представляется возможность увязать водные балансы в зоне аэрации и зоне грунтовых вод.

Очень важно для опытных балансовых участков установить требуемую повторность наблюдения за влажностью, которая позволяет находить влагозапасы с заранее заданной точностью и вероятностью.

Колебания влажности одних и тех же грунтов на определенных глубинах зависят от многих причин. Главнейшие из них: неоднородность литологического состава грунтов, различие в плотности, структуре, а также неодинаковое устройство поверхности (рельеф, растительность и т. п.). Кроме этих причин возможны случайные ошибки, допущенные при наблюдениях и лабораторных исследованиях проб грунта и т. д. Учитывая это, следует считать, что задача по установлению необходимой повторности одновременных наблюдений является главнейшей на стадии подготовительных работ.

Решение этой задачи рассмотрим для термостатно-весового метода изучения влажности, при котором из зоны аэрации отбираются пробы почвогрунта на определение влажности. В случае применения других методов определения влажности (электрического, нейтронного и т. п.) выявляется необходимая повторность установки измерительных приборов. Например, вместо числа повторности взятия проб грунта с определенных глубин учитывается число датчиков влажности на этих глубинах.

С указанной целью на опытном балансовом участке или в аналогичных природных условиях недалеко от него выбирается профиль вдоль створа наблюдательных скважин, по которым ведутся наблюдения за режимом грунтовых вод. Можно выбрать и площадку размером около 1 га в районе расположения средней по потоку скважины.

На этом профиле или площадке проходят несколько шурфов или зондировочных скважин, из которых в один день отбирают пробы грунта на определение влажности с ранее установленных глубин и горизонтов. С каждой глу-

бины и в каждой выработке пробы с 2—3-кратной повторностью берут в бюксы с разных стенок шурфов или из извлекаемого буром монолита. Обычно взятие проб производят через 10 см по вертикали с учетом различия слоев и генетических горизонтов почв с поверхности до зеркала грунтовых вод.

При проходке шурфов пробы отбирают со всех четырех стенок с 3-кратной повторностью на каждой глубине. Всего проходят три-четыре шурфа, примерно с расстоянием между ними 30—50 м. При проходке зондировок число их на 1 га может быть около 16—20. Таким образом, с каждой глубины в пределах данного слоя или генетического горизонта почв будет отобрано около 35—45 проб. Чтобы убедиться, что выбранная повторность обеспечивает большую выборку, близкую к генеральной совокупности, сравнивают погрешность m средней величины влажности M с допустимой. Если $m \ll 0{,}1M$, то эта повторность правильна.

Полученные данные по естественной влажности (обычно выраженные в объемных процентах для интервалов слоев 10 см) для каждого слоя подвергают математической обработке.

При этом вычисляют следующие характеристики:

n — число наблюдений или повторность (число проб на данной глубине);

M — среднеарифметическое значение объемной влажности на данной глубине;

Δ — абсолютное отклонение одного наблюдения от среднего значения M, а также величины:

$$\sigma = \pm\sqrt{\frac{\sum(\Delta)^2}{n-1}}$$ — среднее квадратическое отклонение;

$$m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$ — средняя ошибка среднего арифметического;

$$C_v = \frac{\sigma \cdot 100\%}{M}$$ — коэффициент вариации;

$$P = \frac{C_v}{\sqrt{n}} = \frac{m \cdot 100\%}{M}$$ — точность опыта.

Вариационный коэффициент указывает на изменчивость влажности в пространстве.

При вероятности 0,683 отклонения среднего значения M от средней генеральной совокупности в размере $\pm m$ число необходимой повторности можно вычислить по формуле

$$n_2 = n_1\left(\frac{P_1}{P_2}\right)^2, \qquad \text{(V.50)}$$

где n_2 — искомая повторность для указанных выше условий; n_1 — повторность, принятая в данном опыте (при единовременном массовом отборе проб); P_1, P_2 — точности определения влажности соответственно для нашего опыта и заданная для расчета.

Вместо (V.50) можно применять формулу

$$n = \frac{C_v^2 \cdot 10^4}{(P,\ \%)^2}, \qquad \text{(V.51)}$$

где C_v — вариационный коэффициент в долях единицы.

По этой формуле можно определить число повторности, необходимое для получения среднего значения влажности с погрешностью, не превышающей

заданной $\sigma/\sqrt{n}$. При этом изменчивость влажности в пространстве считается равной опытной.

Если задаться большей вероятностью отклонения среднего от генеральной совокупности, то, по А. А. Роде, следует поступать таким образом.

Допуская, что среднеарифметическое данного ряда наблюдений равно среднеарифметическому большой выборочной совокупности M_0 и равенство соответствующих σ_x и σ_0, а также принимая возможное отклонение M_x от генеральной средней M не более $0{,}1M$, получаем из известных соотношений вариационной статистики равенство

$$\frac{0{,}1M_0}{\sigma_0} = \frac{t_x}{\sqrt{n_x}}, \qquad \text{(V.52)}$$

где t_x — «нормированное отклонение», которое связано с вероятностью, что величина отклонения средней из большой выборки (M_0) от генеральной средней, т. е. величина ε не превысит $t_x m_0 = t_x \sigma_0/\sqrt{n_0}$; σ_0, n_0 — относятся к большой выборке; n_x — искомое число наблюдений для обеспечения заданной точности и вероятности среднего арифметического.

Вычислив по (V.52) левую часть равенства, с помощью табл. 12 находят искомое значение n_x для выбранной вероятности. Такая методика расчета взята из работы А. А. Роде (1960).

Например, при 60-кратном определении влажности дерново-подзолистой тонкопесчаной почвы в слое 0—5 см, по И. С. Васильеву (1939, 1950 гг.), было найдено: $M_0 = 42{,}1$, $\sigma_0 = 10{,}8$.

Указанное выше отношение будет равно

$$\frac{0{,}1M_0}{\sigma_0} = \frac{4{,}21}{10{,}8} = 0{,}39 = \frac{t_x}{\sqrt{n_x}}.$$

При задании доверительной вероятности 0,90 и величине $t_x/\sqrt{n_x} = 0{,}39$ по указанной таблице находим необходимую повторность $n_x = 20$. С этой повторностью отбора проб обеспечивается точность среднего в размере 10% и вероятность его 0,90.

Для вероятности 0,683 и при тех же значениях M_0 и σ_0 по (V.50) мы получили бы $n_x \approx 7$.

Таким образом, если число повторности при вероятности 68,3% принять за единицу, то при вероятности получения среднеарифметического, равной 95,4 и 99,7%, это число должно быть равным соответственно 4 и 9.

А. А. Роде (1960) указывает, что ввиду отсутствия специального массового отбора проб на определение влажности для расчета числа повторности используют имеющийся материал срочных наблюдений. Число сроков должно быть не менее 20. Период наблюдений — год. Этот материал подвергают обработке, как указано выше. Определив M и σ, принимают их соответственно за M_0, σ_0. По этим данным с помощью (V.52) и табл. 12 находят n_x.

Поскольку в настоящее время материала по характеристике повторности определения влажности с точностью, например, 10% при различной вероятности недостаточно, приходится руководствоваться ориентировочными указаниями. Так, А. А. Роде рекомендует при отсутствии каких-либо материалов вести наблюдения с не менее чем 5-кратной повторностью в верхнем метровом слое и 3-кратной — в более глубоких слоях почвы и грунта.

По данным И. С. Васильева (1950 г.), проводившего исследования над определением требуемой повторности отбора проб почвы и грунта из сугли-

Таблица 12

Величины нормированного отклонения (t) и значение расчетной величины $\frac{t}{\sqrt{n}}$ при вероятностях 0,80; 0,90; 0,95; 0,99

Число повторности n	$\sqrt{n}$	Вероятность							
		0,80		0,90		0,95		0,99	
		t	$\frac{t}{\sqrt{n}}$	t	$\frac{t}{\sqrt{n}}$	t	$\frac{t}{\sqrt{n}}$	t	$\frac{t}{\sqrt{n}}$
2	1,41	3,08	2,18	6,31	4,48	12,71	9,02	63,66	45,10
3	1,73	1,89	1,09	2,92	1,69	4,30	2,48	9,92	5,73
4	2,00	1,64	0,82	2,35	1,18	3,18	1,59	5,84	2,92
5	2,24	1,53	0,68	2,13	0,95	2,78	1,24	4,60	2,05
6	2,45	1,48	0,60	2,01	0,82	2,57	1,05	4,03	1,65
7	2,65	1,44	0,54	1,94	0,73	2,44	0,92	3,71	1,40
8	2,83	1,41	0,50	1,89	0,67	2,36	0,84	3,50	1,24
9	3,00	1,40	0,47	1,86	0,62	2,31	0,77	3,35	1,12
10	3,16	1,38	0,44	1,83	0,58	2,26	0,72	3,25	1,03
11	3,32	1,37	0,41	1,81	0,55	2,23	0,67	3,17	0,95
12	3,46	1,36	0,39	1,80	0,52	2,20	0,64	3,11	0,90
13	3,61	1,36	0,38	1,78	0,49	2,18	0,60	3,06	0,85
14	3,74	1,35	0,36	1,77	0,47	2,16	0,58	3,01	0,80
15	3,87	1,34	0,35	1,76	0,46	2,14	0,55	2,98	0,77
16	4,00	1,34	0,34	1,75	0,44	2,13	0,53	2,95	0,74
17	4,12	1,34	0,32	1,75	0,42	2,12	0,51	2,92	0,71
18	4,24	1,33	0,31	1,74	0,41	2,11	0,50	2,90	0,68
19	4,36	1,33	0,31	1,73	0,40	2,10	0,48	2,88	0,66
20	4,47	1,33	0,30	1,73	0,39	2,09	0,47	2,86	0,64
21	4,58	1,32	0,29	1,72	0,38	2,09	0,46	2,84	0,62
22	4,69	1,32	0,29	1,72	0,37	2,08	0,44	2,83	0,60
23	4,80	1,32	0,28	1,72	0,36	2,07	0,43	2,82	0,58
24	4,90	1,32	0,27	1,71	0,35	2,07	0,42	2,81	0,57
25	5,00,	1,32	0,26	1,71	0,34	2,06	0,41	2,80	0,56
26	5,10	1,32	0,26	1,71	0,33	2,06	0,40	2,79	0,54
27	5,20	1,31	0,25	1,71	0,32	2,06	0,39	2,78	0,53
28	5,29	1,31	0,25	1,70	0,32	2,05	0,38	2,77	0,52
29	5,38	1,31	0,24	1,70	0,31	2,05	0,37	2,74	0,51
30	5,48	1,31	0,24	1,69	0,31	2,04	0,37	2,75	0,50

нистых разностей, установлена необходимая повторность от 4 до 16 для соблюдения точности $P = \pm 5\%$.

Рассмотренным здесь методом можно установить требуемую повторность отбора проб, используя не объемное выражение влажности, а непосредственно запасы влаги в каждом горизонте или интервале глубины зоны аэрации. Так поступал И. С. Васильев.

Производство наблюдений

В выбранных пунктах изучения динамики и баланса влаги в зоне аэрации на местности закрепляются балансовые площадки, предназначенные для непрерывных в течение одного-двух лет отборов проб грунта на определение влажности или для установки влагомеров. В зависимости от метода проведения наблюдений за влажностью размер площадок может быть от нескольких единиц до нескольких сотен квадратных метров.

В настоящее время применяются следующие полевые методы определения влажности: а) тензиометрический; б) электросопротивлений; в) нейтронного рассеивания; г) термостатно-весовой. Кроме этих методов возможны и другие, например лизиметрический (имеется в виду взвешиваемые лизиметры).

Первый из этих методов, обычно применяемый для контроля влажности при орошении, малопригоден для почв с низкой влажностью. Второй метод используется для наблюдений непрерывного хода изменения почвенной влаги в верхних слоях почвы, а также в относительно сухих почвах. Третий метод (радиоизотопный) наиболее точен и удобен для стационарных наблюдений. Наконец, классический термостатно-весовой метод часто служит для контроля данных, получаемых с помощью других методов, и является основным при

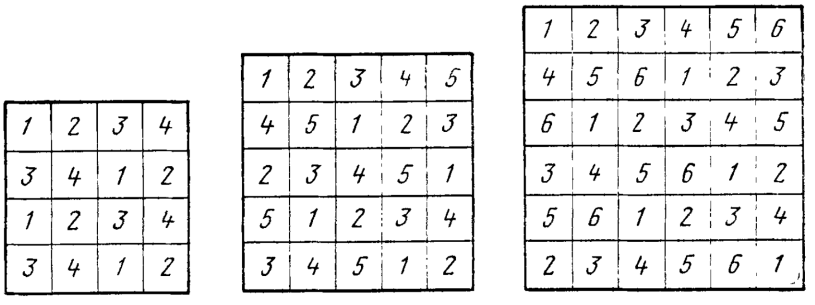


Рис. 61. Размещение скважины на микроплощадках для взятия проб грунта на влажность

отсутствии нейтронных влагомеров. Он весьма надежен, прост, общедоступен, хотя и отличается трудоемкостью и рядом других неудобств, как, например, необходимостью каждый раз менять точки наблюдения в плане, с чем связано нарушение местности в результате бурения скважин.

Расположение зондировочных скважин (для взятия проб грунта) на площадке производится с расчетом, чтобы в каждый срок наблюдения была охвачена примерно вся площадь и притом относительно равномерно в плане. Расстояния между скважинами, проходимыми в разные сроки, могут быть 1—2 м при условии тщательного тампонирования извлеченным грунтом стволов скважин после отбора проб. Места таких скважин обозначаются небольшими колышками.

На рис. 61 даны, по А. А. Роде (1960), примеры размещения зондировочных скважин для случаев наблюдения четырех-, пяти- и шестикратной повторности и при четырех, пяти и шести сроках наблюдений в году. Цифры на этих схемах обозначают порядковые номера последовательных сроков определения влажности.

При наблюдениях за влажностью на сельскохозяйственных полях, где отсутствуют постоянные влагомеры, расположение скважин в последовательные сроки производится по замкнутым полигонам (рис. 62). Длина стороны полигона — $2n$, м где n — число сроков определений.

Отбор проб грунта на определение влажности производится ручными почвенными бурами. Наконечники последних выбираются в зависимости от характера и плотности грунта.

При применении метода радиоактивных изотопов (нейтронный метод) используют нейтронный индикатор влажности НИВ-2 объединения «Средаз-

энергопромавтоматика». В качестве источника нейтронов используются плутоний и бериллий, полоний и бериллий.

Индикатор влажности основан на принципе нейтронного метода: быстрые нейтроны, испускаемые их источником, сталкиваются с ядрами атомов химических элементов среды. В результате столкновения с ядрами водорода быстрые нейтроны теряют энергию, движение их замедляется и они превращаются в тепловые. Прибор измеряет интенсивность и плотность тепловых нейтронов и нейтронного гамма-излучения, возникающего при захвате ядрами атомов среды тепловых нейтронов. Плотность тепловых нейтронов и интенсивность нейтронного гамма-излучения прямо пропорциональны влажности среды. Объемная влажность определяется с точностью ±1%. Допустимый диапазон влажности 2,5—40%, глубина измерения до 6 м, диаметр скважины, в которую опускаются датчик и счетчик, 50 мм. Допустимая температура окружающей среды от —15 до +40° С, источником питания являются галетные батареи 80 АМЦГ-80 напряжением 400 В (6 шт).

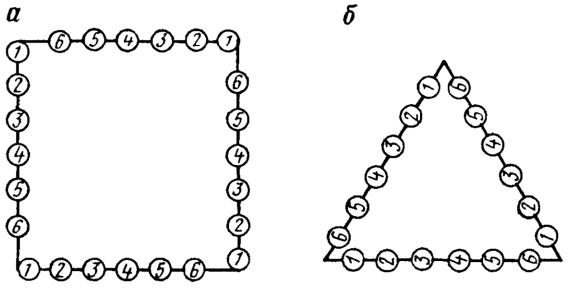


Рис. 62. Размещение скважин на полигоне.

а — на замкнутом полигоне при шести сроках наблюдений и при 4-кратной повторности; *б* — на микроплощадках по полигонам при шести сроках наблюдений и при 3-кратной повторности

В почвенном слое до глубины 1—1,5 м наблюдения за влажностью проводят через 10 см по вертикали. Первую пробу грунта берут на глубине 0,05 м. Ниже до подпертой капиллярной каймы наблюдения возможны через 0,25 м, вблизи капиллярной каймы и в пределах ее (до зеркала грунтовых вод) — снова через 10 см по вертикали.

Сроки наблюдений, как правило, должны совпадать с началом и окончанием расчетных периодов времени, для которых составляется баланс грунтовых вод. При необходимости проследить динамику процессов инфильтрации и испарения в разрезе отдельных сезонов года сроки наблюдения за влажностью учащаются до двух раз в месяц.

В орошаемых районах отбор проб необходимо производить до и после поливов. При каждом отборе проб точно фиксируется положение грунтовых вод.

При значительной мощности зоны аэрации можно сократить число точек взятия проб по вертикали за счет расширения интервалов измерения в среднем поясе зоны аэрации (ниже 1,5—2 м до подпертой капиллярной каймы).

В зимний период отбор проб рекомендуется начинать с дневной поверхности, чтобы точнее учесть максимальную влажность, обращая внимание на содержание воды в корочке льда под снегом.

В комплексе с наблюдениями за влажностью почвогрунтов на балансовой площадке кроме обычных метеорологических наблюдений должны систематически проводиться наблюдения за:

1) уровнем грунтовых вод, а если имеются неглубоко залегающие напорные воды, то и за их режимом по тем скважинам, которые находятся вблизи пунктов изучения влажности;

2) температурой почвогрунтов зоны аэрации на глубинах 0,05; 0,15; 0,40; 0,80; 1,60; 3,20 м и более;

3) испарением с поверхности почвы и воды по весовым испарителям;

4) температурой и влажностью воздуха в приземном слое атмосферы на высотах 0,5; 1 и 2 м с помощью психрометров Ассмана;

5) направлением и скоростью ветра на высоте 2 м.

Для соблюдения непрерывности наблюдений за колебанием уровня воды над наблюдательными скважинами устанавливаются самописцы уровня.

Результаты наблюдения за влажностью подвергают обработке в такой последовательности: 1) вычисляется объемная влажность; 2) строятся эпюры влажности и графики гидроизоплет (см. рис. 59), а также термоизоплет (см. рис. 60); подсчитываются запасы влаги по слоям и в целом по всей зоне аэрации по формуле (V.41), при этом используются усредненные за каждый срок показатели влажности для каждой глубины отбора проб; 4) рассчитывается баланс влаги в зоне аэрации (см. табл. 11) и 5) составляется схема миграции влаги в зоне от поверхности до грунтовых вод (см. рис. 58).

ГЛАВА ШЕСТАЯ

МЕТОДЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА

Общее воднобалансовое и лизиметрическое направления изучения баланса подземных вод являются обязательными при проведении комплексных исследований общего водного баланса данных территорий (бассейнов рек, оросительных и осушительных систем), а также при детальном изучении процессов формирования грунтовых вод на типовых воднобалансовых участках. Конкретными задачами экспериментального определения элементов водного баланса являются:

1. Детальное изучение количественных связей величин питания грунтовых вод в типичных природных и водохозяйственных условиях с естественными гидрометеорологическими и искусственными водохозяйственными факторами, как, например, осадки, суммарное испарение, инфильтрация поверхностных вод, их склоновый сток, расход воды на орошение, дренажный сток и т. п.

2. Количественная оценка элементов водного баланса на поверхности, в зоне аэрации, включая изменение запасов воды в различных зонах по вертикали (аккумуляцию воды), необходимых для составления соответствующих водных балансов [см., например, уравнения (II.1), (II.2), II.3)].

3. Установление главных элементов прихода и расхода водного баланса (например, фильтрационные потери из каналов) и связи их с режимом грунтовых вод, воздействуя на которые, представляется возможным регулировать баланс и режим грунтовых вод.

4. Детальное исследование процессов формирования запасов грунтовых вод в течение годового цикла и многолетия, в частности процессов влагопереноса в зоне аэрации, изучение связи их с формированием подземного стока грунтовых и межпластовых вод, выяснение источников питания, обоснование искусственного дренажа и т. п.

Ниже мы остановимся на основных требованиях, предъявляемых к определению отдельных элементов водного баланса. Эти требования и сопутствующие им методические указания мы рассматриваем в неразрывной связи с применением метода гидродинамического анализа режима подземных вод и составлением их баланса.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Осадки составляют приходную часть баланса. В неорошаемых районах они часто являются основным источником питания грунтовых вод.

Наблюдения за жидкими осадками производятся с помощью дождемеров и осадкомеров системы Третьякова. Последние устанавливаются на столбе с таким расчетом, чтобы верхние края их отстояли от поверхности земли на 2 м. Такая установка является общепринятой в сети метеорологических станций Гидрометеослужбы СССР и обеспечивает получение сравнимых данных по этому элементу баланса.

При детальных балансовых исследованиях помимо указанных дождемеров для более полного учета осадков, достигающих поверхности земли, применяются наземные дождемеры. Последние могут состоять из обычных дождемерных ведер с приемной площадью $F = 500$ см^2, защитой Нифера, устанавливаемых заподлицо с поверхностью земли или на ее поверхности. Наиболее удобен наземный дождемер, входящий в комплект почвенного испарителя ГГИ-500.

Твердые осадки учитываются с помощью систематических наблюдений за мощностью и плотностью снегового покрова как на метеоплощадках, так и в районе всего водосбора при проведении снегомерных съемок.

Весьма важный вопрос о получении достоверных средних величин атмосферных осадков решается на основе статистической обработки результатов наблюдений осадкомерных полигонов. На основе такой обработки результатов измерений осадков в 750 пунктах на площади 600 км^2 в СССР получена оценка погрешности усреднения слоя осадков при различной плотности дождемерной сети (табл. 13, заимствована из международного руководства «Репрезентативные и экспериментальные бассейны», ЮНЕСКО, 1970, Гидрометеоиздат, 1971).

Исследования, использованные для составления этой таблицы, проводились на Северо-Западе европейской части территории СССР (зона избыточного увлажнения) в двух районах, а также на Юго-Западе той же территории (зона недостаточного увлажения).

Из табл. 13 следует, что погрешность усреднения осадков по площади при одной и той же плотности сети резко падает с увеличением интервала времени, за который усредняются осадки. Эта погрешность уменьшается с возрастанием исследуемой площади.

Данные табл. 13 могут быть использованы для проектирования сети осадкомеров на репрезентативных и экспериментальных бассейнах. Большая густота осадкомерной наблюдательной сети необходима в районах с пересеченным рельефом или находящихся под воздействием моря.

На точность показаний осадкомеров влияет ветер, а также испарение и смачивание поверхности прибора.

Установлено, что потери осадков на смачивание стенок сосудов составляют примерно 0,2 мм слоя воды на одно измерение, потери на испарение — до 6% суммы осадков, выпавших за теплый сезон. Такие поправки устанавливаются путем сравнения показаний обычных осадкомеров с наземными дождемерами наибольших размеров. С 1966 г. осадки, наблюденные Гидрометеослужбой СССР, исправляются путем введения указанных поправок. Последние учтены и в Справочнике по климату СССР, часть IV.

Наиболее совершенным является вариант осадкомера, установленного на уровне земли и окруженного круговой стенкой из дерна диаметром 3 м. Защита наземного дождемера от ветра может существенно уменьшить погрешности измерения осадков. Совершенная защита должна обеспечить параллельность потока воздуха над приемным отверстием прибора и не допустить забрызгивания капель в приемное отверстие.

А. Г. Булавко (1971) указывает, что коэффициент приведения наблюденных осадков за год для Белорусского Полесья лежит в пределах 1,14—1,18. Что касается месячных коэффициентов приведения осадков, то их значения достигают 1,39—1,41 (за период 1946/47—1959/60 гг.). По мнению этого автора, «Временные указания по введению поправок в месячные суммы осадков при расчетах водных балансов речных водосборов», разработанные ГГИ (1967 г.), весьма усложнены. Получаемые значения приведенных осадков по этим указаниям являются завышенными на 5—8% главным образом за счет преувели-

Таблица 13

Погрешности (75%-ной обеспеченности) усреднения слоя осадков по площади при различной плотности дождемерной сети (в %)

Интервал времени, за который определяются осадки	Плотность сети (число км² на один прибор)	Зона преимущественно фронтальных осадков						Зона преимущественно ливневых осадков					
		Площадь, для которой усредняются осадки, км²											
		1	10	50	100	500	1000	1	10	50	100	500	1000
Сутки	1	21	11	3	2	1	<1	41	13	6	4	2	1
	10		44	20	14	6	4		35	31	30	28	15
	50			60	42	19	13			80	75	46	33
	100				70	31	22				90	67	50
	500					88	78					92	84
Декада	1	8	4	2	1	<1	<1	26	8	4	3	1	<1
	10		18	13	6	2	2		20	16	12	8	6
	50			24	17	8	5			33	24	17	15
	100				28	13	9				32	28	24
	500					48	34					47	43
Месяц	1	5	2	1	<1	<1	<1	15	5	2	1	<1	<1
	10		10	4	3	1	1		15	10	7	4	3
	50			14	10	4	3			18	15	10	8
	100				16	7	5				23	14	12
	500					20	14					40	38
Сезон (3—6 мес.)	1	2	<1	<1	<1	<1	<1	9	3	1	<1	<1	<1
	10		4	2	1	<1	<1		9	7	4	3	2
	50			5	4	2	1			9	7	4	3
	100				6	3	2				10	6	5
	500					9	6					12	10

чения поправок на смачивание приемного сосуда. Средний годовой коэффициент приведения измеренных осадков к действительным для 8 метеостанций Белорусского Полесья (с учетом исправления их по методике ГГО) составил 1,21, а по данным А. Г. Булавко, — 1,16. Он указывает, что проблема получения действительных осадков не может считаться решенной и требует дальнейших исследований.

Кроме наблюденных и действительных осадков выделяют задержанные и активные осадки (А. Г. Булавко, 1971 г.).

Задержанные растительным покровом осадки определяют экспериментально (либо по литературным данным), при этом вычисляется коэффициент задержания $k_з < 1$, равный отношению количеств задержанных и действительных осадков. Активные осадки находят по разности величин действительных и задержанных осадков. Эти осадки принимают непосредственное участие в формировании стока, увлажнении почвенного покрова и испарении.

В зимнее время кроме наблюдений по дождемерам производятся регулярные снегомерные съемки. Наблюдения над снеговым покровом дают сведения о продолжительности пребывания снегового покрова, о его состоянии и почвы под ним, о высоте покрова и его плотности.

Ежедневные наблюдения заключаются в измерении высоты (мощности) снегового покрова при помощи постоянных реек, определении, какая часть видимой окрестности покрыта снегом, в фиксации состояния снегового покрова, почвы и т. п. Через каждые пять дней на закрытом и открытом участках производится измерение плотности снега при помощи весового снегомера. Раз в 10 дней выполняются снегомерные декадные съемки, состоящие в промерах мощности снегового покрова, в определении его плотности и в характеристике состояния снега и подстилающей поверхности почвы на больших площадях. Съемки проводятся на типовых участках (поляна в лесу, участок в поле). На каждом участке разбиваются промерные линии в виде параллельных прямых или сторон равностороннего треугольника. Измерение высоты снегового покрова выполняется с помощью переносной рейки через 10 м, плотности снега — весовым снегомером через 100 м.

Для определения запасов воды в снеге и его распределения на больших территориях проводятся сплошные снегомерные съемки три раза в зиму: 20 декабря, 20 февраля и 20 марта. При этих съемках высота снегового покрова измеряется через 20 м, плотность снега — через 300—500 м.

В тех районах, где инфильтрационное питание грунтовых вод за счет талых снеговых вод имеет большое значение в балансе воды, наблюдения за распределением снеговых запасов и за перераспределением талых вод весной на отдельных участках водосбора весьма важны. Для этого проводится обследование районов в весенний период до снеготаяния (при проведении снегосъемок), а также в период снеготаяния и вскоре после его окончания.

В процессе таких обследований глазомерным путем оконтуривают те части территории, которые заливаются талыми водами, на карте отмечают временные водотоки с указанием их размеров и направления поверхностного стока. Систематические наблюдения над последним выполняются на постоянных водомерных постах.

В новых районах, где данных по осадкам недостаточно, удлиняют ряды имеющихся наблюдений, применяя метод корреляции между метеостанциями с различной длительностью наблюдений.

С целью наиболее полноценной увязки режима грунтовых вод с выпадением твердых зимних осадков последние учитываются в виде накопления снегового покрова с оценкой его плотности непосредственно около удаленных друг от друга наблюдательных скважин. Такие замеры могут проводиться ежедекадно, так как замеры уровня воды по скважинам выполняются несколько раз в месяц.

На балансовых участках обязательна установка плювиографа, что позволяет определить влияние жидких осадков разной интенсивности и продолжительности на колебание уровня грунтовых вод. При этом должны широко применяться самописцы уровня грунтовой воды, устанавливаемые на скважинах.

ИСПАРЕНИЕ

В большинстве случаев испарение самый существенный расходный элемент водного баланса. По характеру испаряющей поверхности и источнику испаряющейся воды различают испарение: с водной поверхности, с почвы, лишенной растительного покрова, с влажной почвы и растительности, с по-

верхности снега и, наконец, с уровня или поверхности грунтовых вод или точнее с подпертой капиллярной каймы. Потерю воды растениями через устьица листьев называют транспирацией, которая является следствием жизнедеятельности растений. Менее употребительный синоним транспирации — продуктивное или физиологическое испарение.

Полное количество воды, испаряющейся с почвы, покрытой растительным покровом, включая транспирацию растениями, называют суммарным испарением или эвапотранспирацией. Максимальное возможное испарение при данных метеорологических условиях с достаточно увлажненной подстилающей поверхности принято называть испаряемостью.

Практически за величину испаряемости принимается испарение с водной поверхности или испарение с поверхности грунта при постоянном полном его увлажнении (Чеботарев, 1964). Под термином «потенциальная транспирация» понимается расход воды на суммарное испарение, когда растительность имеет обильный запас воды, а регулирует транспирацию только климат («Репрезентативные и экспериментальные бассейны», Гидрометеоиздат, 1971).

М. И. Будыко классифицирует существующие методы определения испарения в соответствии с тремя геофизическими уравнениями, которые включают величину испарения. Такими уравнениями являются: 1) уравнение турбулентной диффузии водяного пара; 2) уравнение водного баланса подстилающей поверхности и 3) уравнение теплового баланса для той же поверхности.

В практике водобалансовых исследований пользуются различными методиками, которые можно разделить на эмпирические (расчет по соответствующим формулам), являющиеся обычно региональными, экспериментальные (основанные на применении различных приборов — испарителей); балансовые, основанные на решении уравнений водного и теплового балансов и турбулентной диффузии водяного пара.

Для производства водобалансовых расчетов определение испарения рекомендуется производить на разных стадиях проектирования расчетными способами, которые различаются между собой в зависимости от цели расчета, т. е. получения нормы или за конкретный период величин испарения, а также от длительности промежутка времени для их усреднения (Проект технических указаний по расчету испарения с поверхности суши, ГГИ, Валдай, 1966).

Испарение с водной поверхности. Существуют и широко применяются различные методики определения испарения с водной поверхности.

Расчетный способ основан на анализе материалов наблюдений по 55 испарительным бассейнам СССР, расположенным в различных климатических условиях (Голубев, Кузнецов, 1966).

При наличии данных метеорологических наблюдений над поверхностью водоема величина испарения с пресных водоемов, расположенных на равнинах, вычисляется по формуле

$$Z_в = 0{,}14n\,(e_0 - e_{200})\,(1 + 0{,}72u_{200}), \qquad \text{(VI.1)}$$

где $Z_в$ — испарение, мм; e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды, мб; e_{200} — среднее значение абсолютной влажности воздуха над водоемом на высоте 200 см, мб; u_{200} — среднее значение скорости ветра на той же высоте, м/с; n — число дней в расчетном периоде.

Влияние площади, глубины и защищенности водоема учитывается путем введения соответствующих поправок. При расчете испарения различаются водоемы площадью: до 5 км² — малые; от 5 до 100 км² — средние; от 100 км²

и более — большие. При отсутствии метеорологических данных непосредственно над водоемом используются имеющиеся материалы наблюдений по ближайшим метеостанциям на суше.

Проектом технических указаний* по расчету испарения с водной поверхности (1966) рекомендуется производить расчет испарения с малых водоемов с учетом следующих сведений:

1) суммы испарения с водной поверхности установленных в открытой местности бассейнов площадью 20 м², вычисленной непосредственно по данным наблюдений или снятой с карты, приведенной в указанном проекте;

2) материалов наблюдений по установленным на исследуемом водоеме плавучим испарителям ГГИ-3000.

К данным, полученным по бассейнам площадью 20 м², вводятся поправки на глубину водоема, защищенность его от ветра, а также на площадь (для водоемов, расположенных в северных районах, лесных и лесостепных зонах).

К данным, полученным по плавучим испарителям, во всех случаях и для всех водоемов вводятся инструментальная поправка и поправка на разность температуры воды в испарителе и в водоеме. Для северных районов, лесных и лесостепных районов, кроме того, вводится поправка на длину разгона воздушного потока, если плавучий испаритель расположен не в центре водоема. Все указанные поправки приводятся в упомянутом проекте.

Расчет испарения с водоемов средних размеров при наличии наблюдений на плавучей испарительной установке производится так же, как и расчет испарения с малых водоемов. При отсутствии данных наблюдений на плавучей испарительной установке испарение за каждый год вычисляется по (VI.1). Для этой цели необходимо располагать данными о скорости ветра над водоемом, о температуре поверхности воды и абсолютной влажности воздуха.

Испарение с больших озер и водохранилищ также рассчитывается по (VI.1). При вытянутой или округлой форме водоема с длиной разгона воздушного потока более 25 км метеоэлементы определяются по данным нескольких опорных станций, расположенных как в северных, так и в южных частях водоема. В последующем производится усреднение этих элементов для всей площади акватории водоема.

Для весьма больших водоемов (более 1000 км²) с неоднородными участками в отношении защищенности, глубины и других особенностей расчет испарения производится для каждого участка, а затем выполняется усреднение по площади всей акватории.

Экспериментальный способ определения испарения базируется на непосредственных наблюдениях за этим процессом с помощью специальных установок-испарителей.

Этот способ позволяет исследовать связь данного процесса с гидрометеорологическими условиями, качеством воды, растительностью, а также установить региональные нормы потерь воды на испарение.

Так, например, на водноиспарительной площадке ВНИГЛ ГГИ, расположенной на пологом склоне Приусадебного лога, в 250 м от Валдайского озера, установлен испарительный бассейн площадью 100 м² (рис. 63). Первые наблюдения были начаты в 1948 г. (Урываев, 1953). Глубина бассейна 1,45 м. Изготовлен он из сварного котельного железа толщиной 7 мм. Ребрами жесткости служат три пояса из уголкового железа 7 × 50 × 50 мм и четыре полосы

---

* Этот проект и другие опубликованные (указанные ниже) работы широко использованы нами для описания методики определения испарения.

уголкового железа, приваренные ко дну. Основанием бассейна является песчаная подушка толщиной 25 см. Выступающий из земли на высоте 15 см борт бассейна окаймлен бетонным кольцом. Измерение уровня воды фиксируется с помощью самописца (микролимниграфа). Последний дает запись изменения уровня в бассейне с увеличением в масштабе 9,2 : 1. Чувствительность этого прибора составляет ±0,1 мм.

Для оценки вертикальной и горизонтальной стратификации температуры в бассейне и окружающих его грунтах установлена система электротермометров сопротивления.

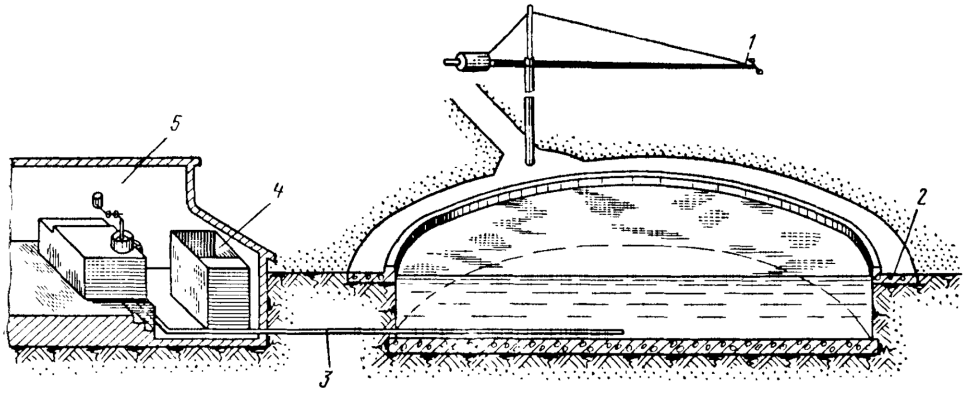


Рис. 63. Испарительный бассейн площадью 100 м².
1 — поворотная стрела; *2* — дорожка бетонная; *3* — водопровод; *4* — успокоитель; *5* — микролимниграф

Бассейн с помощью трубопровода диаметром 2″ соединен с камерой поплавка самописца и успокоителем, которые располагаются в измерительном павильоне (на расстоянии 4 м от бассейна). С помощью поворотной стрелы (длина 9 м, высота 4 м) укрепляются психрометры для градиентных наблюдений.

За водоем-эталон в СССР принят испарительный бассейн площадью 20 м² (Константинов, 1968). На опорной наблюдательной сети, кроме того, более широко применяется испаритель ГГИ-3000 площадью 0,3 м². В США и некоторых других странах применяется испаритель класса А площадью 2,14 м².

Испарительный бассейн площадью 20 м² представляет собой цилиндрический бак с плоским дном, сваренный из листовой стали толщиной 4,4 мм. Диаметр бассейна 5,04 м, глубина 2 м. Для подлива воды в бассейн служит мерный бак. Измерение уровня в испарителе производится в успокоителе с помощью объемной бюретки ГГИ.

Комплект испарителя ГГИ-3000 состоит из собственно испаромера, дождемера, объемной бюретки и измерительных трубок. Испаритель представляет собой цилиндрический бак высотой 60 см, изготовленный из металла, не подвергающегося коррозии. Диаметр испарителя 618 мм. Для определения высоты, на которой должен поддерживаться уровень воды, служит игла, укрепленная на трубке в центре цилиндра.

Показания прибора ГГИ-3000 находятся в сравнительно устойчивой связи с показаниями испарительного бассейна.

Методика производства наблюдений с помощью бассейна и испарителя ГГИ изложена в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» (1961).

Метод водного баланса используется для определения испарения с водной поверхности довольно широко. Но при этом встречаются трудности из-за сложности учета подземного водообмена, что ограничивает применение этого метода.

Метод теплового баланса требует проведения тщательных актинометрических и метеорологических наблюдений. Из-за трудоемкости этих наблюдений за составляющими теплового баланса в условиях подземного водообмена водоемов этот метод не имеет широкого применения.

Применение метода турбулентной диффузии для расчета испарения рассматривается А. Р. Константиновым (1968).

Наблюдение над испарением сопровождается измерениями осадков, достигающих поверхности почвы, температуры поверхности воды и других метеорологических элементов (скорости ветра, температуры и влажности воздуха). Наблюдения над испарением и осадками производятся один или два раза в сутки.

Суммарное испарение определяется расчетным и экспериментальным путем.

Расчетный способ основан на уравнениях водного и теплового балансов и турбулентной диффузии, а также на эмпирических связях величины испарения с метеорологическими элементами.

Согласно проекту технических указаний по расчету испарения с поверхности суши (1966) среднее многолетнее годовое суммарное испарение может быть определено с помощью карты ГГИ. При этом участки суши, для которых определяется испарение, должны иметь значительные размеры.

Карта построена на основе среднего многолетнего водного баланса по разности среднемноголетних величин осадков и стока. Во внимание принималась подземная составляющая водообмена для тех речных бассейнов, где она имеет большое значение. Средняя относительная погрешность снимаемых с карты величин испарения для большей части равнинной территории СССР составляет 12%. В горных районах и на Крайнем Севере ошибка возрастает до 20%, а в слабо изученных частях этих районов до 40%.

Среднее многолетнее годовое испарение на ограниченных по размерам участках суши находится с помощью уравнения связи М. И. Будыко

$$Z = \sqrt{\frac{R_0 X}{l}\left(1 - e^{-\frac{R_0}{Xl}}\right) th \frac{Xl}{R_0}}, \quad \text{см/год}, \qquad \text{(VI.2)}$$

где X — годовая норма осадков по материалам наблюдений в данном пункте (г·см^2 год$^{-1}$); R_0 — средняя многолетняя годовая величина радиационного баланса для увлажненной поверхности (ккал·см$^{-2}$ год$^{-1}$); l — скрытая теплота испарения (ккал·г$^{-1}$).

Этот метод применим для естественно увлажненных равнинных территорий СССР. Средняя ошибка расчета составляет около 17%.

Для получения исходных данных можно пользоваться Справочником по климату СССР (часть IV, 1967 г.), в котором публикуются исправленные на ветровой недоучет осадки. Величины радиационного баланса для территории СССР также закартированы (см. Проект технических указаний).

Для районов избыточного и достаточного увлажнения равнинной части территории СССР среднее многолетнее испарение можно определить по темпе-

ратуре и влажности воздуха (метод А. Р. Константинова). Расчетные величины испарения относятся к той площади, под влиянием которой формируются температура и влажность воздуха, измеренные на высоте 2 м от поверхности (в метеобудках).

Для упрощения расчета величины испарения применяются номограммы, по которым на основе норм температуры и влажности воздуха (найденным в Климатологическом справочнике) без дополнительных поправок легко определяется указанная величина.

Среднее многолетнее месячное испарение вычисляется комплексным методом, а также методом процентных отношений (М. И. Будыко, 1956 г.; Л. И. Зубенок, 1966 г.; П. П. Кузьмин, Л. И. Зубенок и др., 1968 г.).

Определение испарения за конкретные периоды наиболее надежно производится методом теплового баланса, а также вышеупомянутым комплексным методом. Последний использует данные по осадкам, стоку, температуре и влажности воздуха.

Метод теплового баланса позволяет оценить испарение с сельскохозяйственных полей практически для любых поверхностей в условиях богарного земледелия и орошения.

Так, например, суммарное испарение определяется по упрощенной схеме

$$Z = \frac{1}{60}(R - P - B), \tag{VI.3}$$

где требуется непосредственное измерение лишь радиационного баланса R. Тепловой обмен в почве B и турбулентный тепловой поток P могут быть вычислены по данным градиентных наблюдений над температурой в верхнем слое почвы и в нижнем слое воздуха.

В формуле (VI.3) величина Z в мм слоя воды за известный промежуток времени, а потоки R, P и B — в кал/см за тот же период. Число 60 выражает скрытую теплоту испарения, необходимую для перехода в пар 0,1 г воды.

Поток тепла в почве определяется по формуле

$$B = \frac{c}{\tau}S, \tag{VI.4}$$

где c — объемная теплоемкость почвы; S — величина, характеризующая изменение температуры в верхнем слое почвы за интервал времени τ. Объемная теплоемкость равна

$$c = c_{\text{п}}\delta + c_{\text{в}}\delta W, \text{ ккал/см}^3 \cdot \text{градус}, \tag{VI.5}$$

где $c_{\text{п}}$ — удельная теплоемкость частиц сухой почвы, ккал/г·градус; δ — объемная масса сухой почвы при ненарушенной структуре, г/см^3; $c_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость воды, принимаемая равной единице; W — средняя влажность почвы в слое 0—20 см в долях единицы, измеряемая периодически (3—4 раза в месяц).

Величина S вычисляется по данным измерений температуры почвы на глубине 0 (поверхность почвы), 5, 10, 15 и 20 см по формуле

$$S = S_0 + S_5 + S_{10} + S_{15} + S_{20}, \tag{VI.6}$$

где

$$S_0 = 20 \times 0{,}082\,\Delta t_0; \quad S_5 = 20 \times 0{,}333\,\Delta t_5; \quad S_{10} = 20 \times 0{,}175\,\Delta t_{10};$$
$$S_{15} = 20 \times 0{,}156\,\Delta t_{15};$$
$$S_{20} = 20 \times 0{,}004\,\Delta t_{20}.$$

Величины Δt_0, Δt_5, Δt_{10}, Δt_{15}, Δt_{20} представляют собой разности между значениями температуры почвы, измеренными на соответствующих глубинах (z) в последующий и предыдущий сроки наблюдений.

Турбулентный поток тепла P в дневное время при (R — B) $\geqslant 0{,}10$ кал/см^2·мин, положительных разностях температуры $\Delta t \geqslant 0{,}1°$ и влажности воздуха $\Delta e \geqslant 0{,}1$ мб определяется по формуле

$$P = \frac{(R-B)\,\Delta t}{\Delta t + 1{,}56\,\Delta e}, \text{ кал/см}^2\cdot\text{мин}. \qquad \text{(VI.7)}$$

Если же наблюдается хотя бы одно из условий (R — B) $< 0{,}10$ кал/см^2 × × мин, $\Delta t < 0$ или $\Delta e < 0$, то расчет производится по формуле турбулентной диффузии

$$P = 1{,}35 k_1 \Delta t, \qquad \text{(VI.8)}$$

где $\Delta t = (t_{0,5} - t_2)$, $t_{0\,5}$ и t_2 — температура воздуха соответственно на высотах 0,5 и 2 м над поверхностью; $\Delta e = (e_{0,5} - e_2)$, $e_{0.5}$ и e_2 — влажность воздуха в мб на уровнях 0,5 и 2 м; k_1 — коэффициент турбулентности (м^2/с), характеризующий интенсивность вертикального переноса на высоте 1 м от поверхности.

Значения коэффициента k_1 вычисляются по таблице, помещенной в Проекте технических указаний по расчету испарения с поверхности суши в зависимости от измеренной разности скорости ветра $\Delta u = u_2 - u_{0,5}$ и разности температуры Δt.

Данный метод позволяет определять испарение с открытых сравнительно ровных поверхностей, покрытых растительностью высотой до 20 см.

Средняя квадратическая ошибка метода при расчете испарения за декады и месяцы составляет около 15%, за отдельные сезоны (6—8 месяцев) и годы она снижается в 2—3 раза. За ряд лет в среднем ошибка не превышает нескольких процентов.

Испарение рассчитывается для каждого срока измерения метеоэлементов, но не по отдельным, а по усредненным данным измерений не менее чем за декаду. Этот способ позволяет одновременно установить среднесуточный ход испарения, среднюю за период суточную сумму испарения и сумму испарения за весь период.

Для участков суши с высокой растительностью (более 20 см) начальный уровень отсчета высоты подвески датчиков температуры, влажности и скорости ветра (психрометров, анемометров) составляет примерно 2/3 высоты растений. Это правило сохраняется, пока растительность не достигнет высоты 1 м. Для растительности высотой более 1 м начальный уровень, от которого отсчитываются высоты подвески приборов, принимается равным высоте полога растительного покрова.

Метод расчета испарения по данным водного баланса основывается на учете осадков и влагозапасов в зоне аэрации. При этом возможен упрощенный вариант расчета, когда выпавшие осадки полностью впитываются в почвогрунты, не образуют склонового стока. Глубина просачивания дождевой воды не превышает глубины, до которой измерялась влажность почвы. Обычно эта глубина в период вегетации составляет 1 м.

Расчетной формулой является уравнение

$$Z = X + (W_1 - W_2), \qquad \text{(VI.9)}$$

где W_1 и W_2 — влагозапасы в начале и конце расчетного интервала времени.

При достаточно точном знании исправленных осадков и 8—9-кратной повторности измерения влажности почвы ошибки определения месячных сумм испарения с сельскохозяйственных полей этим методом составляют около 15—20%. При равномерном выпадении осадков и однородных почвах допускается 4-кратная повторность измерения влажности почвы.

В лесостепной и степной зонах глубина отбора проб более 1 м, в полупустынной достигает 3 м. Этот метод при неглубоком залегании уровня грунтовых вод не применяется.

Для условий близкого к поверхности залегания грунтовых вод, которые могут расходоваться на сток и испарение, суммарное испарение целесообразно также определять балансовым методом, основанным на учете влагообмена во всей зоне аэрации и ее связи с зоной полного насыщения [см. (V.42)—(V.49)].

Экспериментальный способ определения суммарного испарения основывается на непосредственном учете изменения запаса влаги в монолитах почвогрунтов, заключенных вместе с растительностью в сосудах-испарителях. Изменения в массе монолита за данный отрезок времени определяются взвешиванием на весах. Обычно считают, что с помощью весовых почвенных испарителей можно надежно определять испарение за пятидневные и декадные периоды с погрешностями, не превышающими 10—15% измеряемой величины.

Наиболее надежным (эталонным) испарителем для наблюдения за суточным ходом суммарного испарения является большой гидравлический испаритель (БГИ) площадью 5 м^2, глубиной 2 м. Такой испаритель разработан и установлен во ВНИГЛ ГГИ (г. Валдай).

Почвенный испаритель ГГИ-500-100 с приемной поверхностью 500 см^2 и высотой 100 см является унифицированным прибором и широко применяется на сети гидрометеорологических станций СССР (рис. 64). Предназначен он для измерения суммарного испарения с почвы под растительным покровом в зоне недостаточного увлажнения. Испаритель состоит из внутреннего и внешнего цилиндра — гнезда и водосборного сосуда. Цилиндр и гнездо изготовляются из листовой стали толщиной соответственно 2 и 1 мм.

Во внутренний цилиндр помещается почвенный монолит диаметром 252 мм, высотой 1000 мм. Цилиндр снабжен козырьком. Дно внутреннего цилиндра перфорировано и съемное, дно внешнего цилиндра сплошное, водонепроницаемое.

Воронкообразный водосборный сосуд диаметром 253 мм, высотой 3 см ставится на дно внешнего цилиндра и служит для сбора просочившейся через монолит воды. Испаритель в рабочем состоянии и в разобранном виде показан на рис. 64.

В комплект испарителя ГГИ-500 входят: испарители (2 шт.), почвенный дождемер (1 шт. сечением 500 см^2), измерительный стакан. Для работы с испарителем требуются весы грузоподъемностью до 150 кг и комплект технического разновеса.

Число весовых испарителей определяется, исходя из двукратной повторности наблюдений над испарением и раздельного измерения суммарного испарения и испарения с почвы под растительным покровом.

Для измерения суммарного испарения с парового поля, луга, залежи и целины во всех климатических зонах, а также для измерения суммарного испарения и испарения с почвы под растительным покровом на полях с посевами сельскохозяйственных культур в зонах избыточного и достаточного увлажнения применяются почвенные испарители ГГИ-500-50. Этот тип испарителя отличается от предыдущего высотой, равной 50 см.

Для извлечения испарителя из гнезда и установки его на весы применяется подъемное устройство. Последнее имеет вынос стрелы 4 м, постоянный оборот стрелы 260°, высоту подъема 3,5 м, грузоподъемность 100 кг.

Весы для взвешивания испарителя — малогабаритные (ШМ-150), изготовляемые Московским весовым заводом. Точность взвешивания 5—10 г.

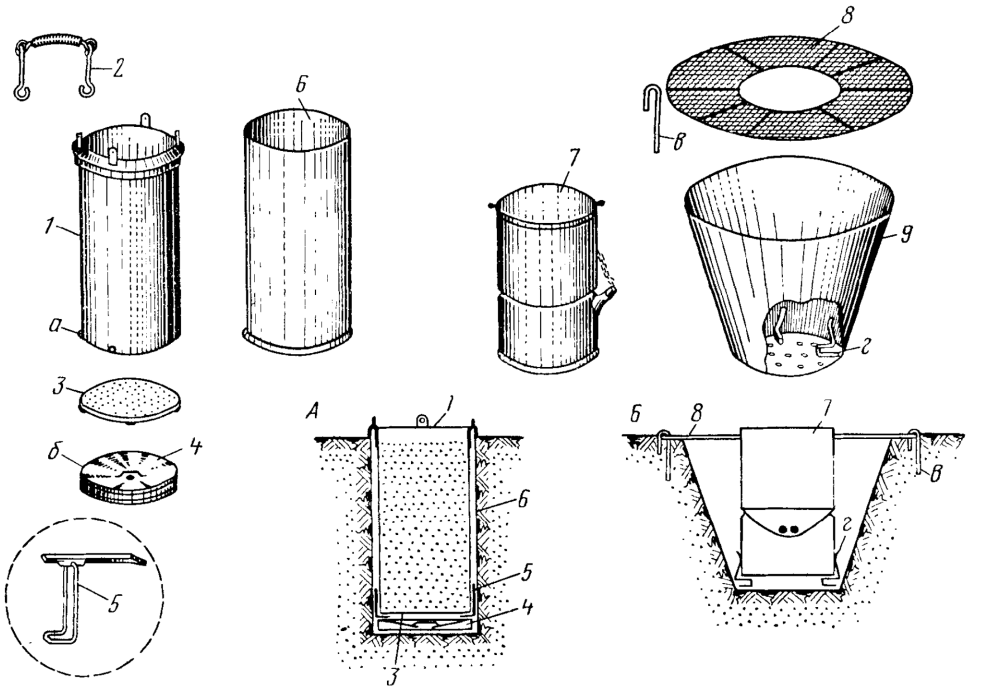


Рис. 64. Почвенный испаритель (ГГИ-500).

1 — внутренний цилиндр (*а* — выступ для защелки); *2* — ручка с крючками; *3* — дно с отверстиями; *4* — сосуд для сбора просочившейся воды (*б* — отверстие для слива); *5* — защелка дна; *6* — наружный цилиндр; *7* — дождемерное ведро; *8* — кольцевая сетка (*в* — крючок для закрепления сетки на почве); *9* — конусный бак (*г* — опорные кронштейны для ведра). *А* — испаритель в собранном виде; *Б* — дождемер в собранном виде

Разновес технический на 500 г. Вычисление испарения в миллиметрах слоя воды производится по формуле

$$Z = 0{,}02\,(p_1 - p_2) + X - Y, \qquad \text{(VI.10)}$$

где p_1, p_2 — вес испарителя соответственно в предыдущий и текущий сроки взвешивания испарителей, г; X — осадки за период между сроками наблюдений, мм; Y — просачивание осадков, определенное по водосборному сосуду за тот же период, мм.

Взятие (смена) почвенных монолитов в испарителе ГГИ-500-50 производится в зоне достаточного и избыточного увлажнения (вне сельскохозяйственных полей) один раз в месяц; в зоне недостаточного увлажнения — два-три раза в месяц. В испарителе ГГИ-500-100 смена монолитов в течение года не производится (заряжаются один раз).

Взвешивание испарителей производится: ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100 через 5 дней (1, 6, 11, 16, 21, 26 числа) в 7—9 ч утра.

Гидравлический почвенный испаритель малой модели предназначен для регистрации внутрисуточного хода и измерения суточных величин суммарного испарения с тех испарительных площадок, на которых испарение подразделяется на транспирацию и испарение с почвы под растительным покровом.

Этот испаритель основан на принципе гидростатического взвешивания. Точность измерения испарения составляет 0,1 мм слоя воды. Площадь почвенного монолита 2000 см², высота 150 см. Масса монолита от 380 до 650 кг.

Испаритель состоит из трех основных узлов: плавающей системы, бака и измерительных устройств. Плавающая система прибора состоит из испарителя, чехла и кольцевого поплавка.

Монолит почвогрунта помещается в испаритель, который имеет съемное дно. Последнее перфорировано, что позволяет стекать просочившейся через монолит воде.

Чехол служит для предохранения от проникновения воды из бака в монолит. Три подъемные серьги крепятся к чехлу. Нижняя часть последнего оканчивается стержнем. На стержень помещаются большие грузы, служащие для регулирования степени погружения плавающей системы.

На дно чехла устанавливается сосуд для сбора просочившейся через монолит воды. Для измерения количества просочившейся воды сосуд соединен со штуцером, находящимся на кольце испарителя, при помощи резиновой и металлической трубок. При измерениях просачивания отсасывают воду насосом Камовского из водосборного сосуда. Кольцевой поплавок служит для удержания монолита на плаву. Верхняя часть поплавка цилиндрическая, нижняя — коническая.

Плавающая система погружается в железный или железобетонный резервуар-бак, наполненный водой и заглубленный в грунт. Измерительные устройства прибора состоят из трех микроизмерителей и уровнемера. Микроизмерители помещаются над плавающей системой в трех точках (через 120°) в горизонтальной плоскости. Уровнемер располагается в специальном гнезде бака. Величина вертикального перемещения системы фиксируется с помощью микрометренных винтов относительно горизонта воды в баке-резервуаре. Изменение уровня воды в последнем фиксируется с помощью объемной бюретки ГГИ.

Лесной гидравлический испаритель большой модели разработан ГГИ и сооружен в лесном массиве ВНИГЛ ГГИ (г. Валдай). Он предназначен для изучения суммарных величин и суточного хода испарения с почвы и транспирации различных пород деревьев.

Испаритель в виде цилиндра с монолитом почвогрунта и деревом имеет площадь сечения 3 м², высоту 1,5 м. Такие испарители периодически взвешиваются на гидравлических весах. В комплект входит пять испарителей; каждый из них установлен на специальной тележке, которая с помощью электрической лебедки может перемещаться по рельсовому пути.

Основными конструктивными элементами гидравлических весов являются: люлька-платформа, подвешенная с помощью системы балок на четырех поплавках; четыре бака-резервуара с водой, гидравлически связанные между собой, четыре поплавка, находящиеся в баках-резервуарах. Эти поплавки несут нагрузку от веса испарителя с люлькой-платформой. Для измерения и записи изменений массы почвенного монолита гидравлический испаритель снабжен специальной аппаратурой.

Весовой почвенный испаритель ВНИГЛ имеет площадь сечения 0,3 м². Он состоит из собственно испарителя-цилиндра с монолитом почвогрунта; гнезда и водосборного колодца. Цилиндр испарителя имеет высоту 60 см, изготовлен из листовой стали 3 мм, имеет съемное перфорированное дно. В верхней части испарителя — козырек-обод шириной 7 см, прикрывающий зазор между стенкой и гнездом испарителя.

Гнездо испарителя изготовлено из листовой стали толщиной 3 мм. Дно его имеет уклон в сторону смотрового колодца. Под козырьком у испарителя — прямоугольная прорезь для пропуска воды, стекающей с поверхности монолита в случае обильных осадков. Под прорезью приварен лоток для направления стекающей воды в отводящую трубу и смотровой колодец.

Вода, просочившаяся через монолит, собирается на дне гнезда и затем стекает по трубе также в смотровой колодец, в котором она собирается в водосборном сосуде.

Испаритель периодически извлекается из гнезда с помощью автокрана, перевозится к весам и взвешивается. В монолите почвогрунта может произрастать растительность.

Точность учета суммарного испарения с помощью такого испарителя довольно высокая. Поэтому такие испарители рекомендуются для проверки показаний испарителей облегченного типа.

Болотный испаритель ГГИ-Б-1000 предназначен для наблюдения за испарением с поверхности избыточно увлажненных (заболоченных) почв. Он состоит из двух цилиндров, свободно входящих один в другой, и съемного козырька, защищающего щель между цилиндрами от попадания осадков. Диаметр внутреннего цилиндра 356,5 мм, высота 520 или 720 мм; дно цилиндра сплошное. На высоте 20 мм над ним расположено второе — сетчатое дно, на которое опирается монолит почвогрунта. С наружной стороны цилиндра — стеклянная водомерная трубка, по которой можно определить уровень воды в монолите почвогрунта.

В нижней части испарителя эта трубка соединяется с цилиндром испарителя, т. е. сообщается с ним между сетчатым и сплошным дном. Там же имеется кран для выпуска избыточной воды из монолита почвогрунта.

После зарядки цилиндра почвогрунтом в нем устанавливают уровень воды (путем подлива воды через трубку и насыщения грунта снизу вверх) до глубины $\sim(0{,}30 \div 0{,}40)$ м от поверхности, как это имеет место в изучаемом районе.

Взвешивание испарителя позволяет рассчитать величину испарения между сроками наблюдений, а наблюдение за изменением уровня воды в нем используется для расчета инфильтрации осадков или испарения болотных вод, находящихся на заданной глубине от дневной поверхности.

Так, например, суммарное испарение вычисляется по формуле

$$Z = X + 0{,}01\,(G_1 - G_2 \pm V),\ \text{мм}, \qquad \text{(VI.11)}$$

где C_1, G_2 — предыдущая и последующая массы монолита почвогрунта вместе с цилиндром и водой, г; V — количество долитой (+) или слитой (—) воды за время Δt для поддержания заданного уровня воды в испарителе, см³; X — атмосферные осадки, выпавшие за период наблюдений, мм.

Величина питания болотных вод сверху $w\,\Delta t$ (при положительном значении — инфильтрация осадков $w_1\Delta\tau$, при отрицательном — суммарное испарение с уровня этих вод $u\Delta\vartheta$) вычисляется по формуле

$$w\,\Delta t = 10\mu(H_1 - H_2) - 0{,}01V,\ \text{мм}, \qquad \text{(VI.12)}$$

где H_1, H_2 — глубины до воды по пьезометру, прикрепленному к корпусу испарителя, соответственно в начале и конце наблюдений, см; V — объем долитой воды (при положительном значении) или слитой воды (при отрицательном значении этой величины), см^3; μ — недостаток насыщения или водоотдача почвогрунта, загруженного в испарителе.

Таким образом, наблюдения над болотным испарителем позволяют вычислять не только испарение с поверхности земли, но и испарение с уровня грунтовых вод ($w\,\Delta t < 0$) и величину их инфильтрационного восполнения ($w\,\Delta t > 0$).

Почвенные испарители с двукратной повторностью вместе с испарителем с водной поверхностью и наземным дождемером устанавливаются на испарительной площадке.

Наблюдения над испарением сопровождаются определением влажности почвы, которое производится при смене монолитов, а также наблюдениями за фазами развития и состоянием растений. Также наблюдаются скорость ветра, температура и влажность воздуха. В гидравлических испарителях малой модели, а также в весовых испарителях площадью 0,3 и 1,0 м^2, в болотных испарителях почвенные монолиты меняются один раз в год. Наблюдения над испарителями, их взвешивание производятся один раз в пять дней. По гидравлическим испарителям наблюдения ведутся три раза в сутки: утром, днем и вечером в часы, близкие к срокам метеорологических наблюдений.

Для наблюдения над испарением со снежного покрова применяется испаритель ГГИ-500-6. Этот испаритель изготовлен из дюралюминия, состоит он из цилиндра площадью 500 см^2, высотой 6 см, съемного дна и крышки. Кроме того, имеется гнездо (внешний цилиндр) со сплошным непроницаемым дном, а также лопатки для откапывания и подрезания снежного монолита при зарядке испарителя. Смена монолитов снега в испарителях в сухую погоду при температуре воздуха ниже 0° С в отсутствие снегопадов производится через 5 дней. В случае снежных заносов, выпадения осадков или оседания снега в испарителе ниже верхнего края цилиндра, когда возможно нарушение структуры снега, необходима смена монолитов после этих нарушений.

Весьма важным компонентом суммарного испарения является транспирация растениями.

А. Н. Будаговский (1964) указывает, что для измерения транспирации в естественных условиях используют метод быстрого взвешивания, предложенный Л. А. Ивановым. При наблюдениях за транспирацией растение или его части срезаются, затем быстро взвешиваются и экспонируются в течение нескольких минут на месте произрастания растений и вновь взвешиваются. Величина изменения массы растения, деленная на время экспозиции, принимается равной транспирации.

По мнению этого исследователя, отделение растения от корней может привести к понижению сосущей силы листьев и к повышению транспирации. Кроме того, требуется производить наблюдение с очень большой повторностью. Эти трудности ограничивают применение метода среза и быстрого взвешивания.

Наиболее объективным является прием вычисления транспирации по разности между суммарным испарением и испарением воды почвой, применяя для этого малые испарители, устанавливаемые между растениями в посевах.

При использовании весовых почвенных испарителей следует учитывать, что наиболее существенные ошибки в определении фактического (действительного)

испарения возникают из-за неправильной установки и эксплуатации этих испарителей.

Например, недопустима установка испарителей с растительностью на участке, лишенном такой растительности.

Как отмечает А. И. Будаговский, в испарителе, установленном вне посевов, дополнительное количество солнечной радиации, а также тепла от воздуха пропорционально высоте растений. Поэтому часто возникают ошибочные выводы об очень значительном влиянии величины растительной массы на испарение. При установке испарителей среди посевов величины испарения отвечают энергетическим ресурсам района и значительно ниже, чем при установке их вне посевов.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ ОСАДКОВ, ИСПАРЕНИЕ ГРУНТОВЫХ ВОД И ПОДЗЕМНЫЙ СТОК (ЛИЗИМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД)

Для непосредственных наблюдений над испарением неглубоко залегающих грунтовых вод $u\Delta\vartheta$ и за их пополнением в результате инфильтрации атмосферных осадков и полива земель ($w_1\Delta\tau$) при орошении широко применяются лизиметры. Применение последних в мировой практике насчитывает более 200 лет. Классификация лизиметров, описание отечественных и зарубежных конструкций лизиметров и оценка достоверности наблюдений по ним даны в работе А. В. Лебедева и Н. Д. Добровольской (ВСЕГИНГЕО, 1961).

Лизиметр представляет собой водонепроницаемый с боков и со дна сосуд, в котором помещается почвенный монолит или почвогрунт с нарушенной структурой, искусственно насыщенный в основании водой.

Простейшие наблюдения за убылью или прибылью воды, происходящими вследствие указанных процессов — испарения или инфильтрации осадков, позволяют непосредственно определять указанные элементы баланса в искусственно созданной модели водоносного горизонта.

В ранее вышедших (Лебедев, Добровольская, 1961; Лебедев, 1963, 1967 и др.) мы указывали на более широкие возможности лизиметрического метода, если в него включить не только изучение испарения и инфильтрации осадков, но и определение восполнения подземного стока. При этом были приведены разработанные нами схемы конструкции лизиметрических установок с постоянным и переменным уровнями воды, моделирующих и непосредственно отражающих процесс формирования баланса грунтовых вод в природных условиях.

В период 1963—1964 гг. указанные схемы были реализованы на практике. В частности, по одной из схем конструктором Д. И. Знаменским (ВСЕГИНГЕО) были изготовлены рабочие чертежи лизиметрической установки. В 1964 г. такая лизиметрическая установка, включавшая в себя лизиметры с постоянным и переменным уровнями воды, была сооружена Щемиловской гидрогеологической партией на гидрогеологическом полигоне ВСЕГИНГЕО (рис. 65). Результаты наблюдения, проведенного указанной партией за период 1965—1967 гг. и изложенные ниже, обработаны и проанализированы автором.

Лизиметрическая установка системы автора

Для более полного рассмотрения схемы этой установки обратимся вначале к описанию основных процессов формирования баланса грунтовых вод во времени.

На основании (II.3) и (II.16) баланс грунтовых вод выражается уравнением

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + w_1 \Delta \tau - u \Delta \vartheta - \varepsilon \Delta t, \qquad \text{(VI.13)}$$

где обозначения прежние.

В отсутствие перетекания грунтовых вод по вертикали (при $\varepsilon = 0$), но в условиях изменения во времени разности между притоком и оттоком вод по

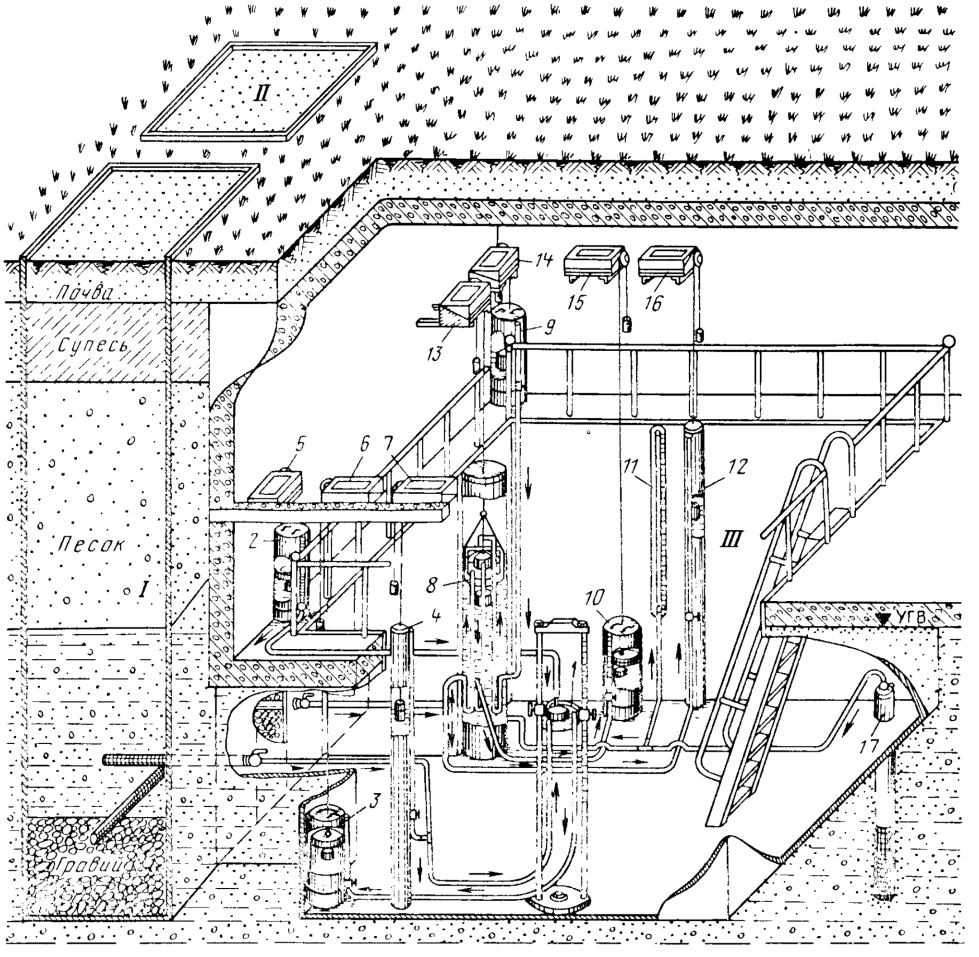


Рис. 65. Лизиметрическая установка системы А. В. Лебедева.

I — лизиметр с постоянным уровнем воды; *II* — лизиметр с переменным уровнем воды; *III* — подземный павильон. *1* — уравнительный бачок; *2* — бак — компенсатор испарения; *3* — бак инфильтрационных вод; *4* — пьезометр; *5—7* — самописцы уровня «Валдай» для измерительных сосудов лизиметра *I*; *8* — плавающее водорегулирующее устройство; *9* — бак подачи воды в объеме, отвечающем превышению притока над оттоком грунтовых вод $\left(\frac{Q_1 - Q_2}{F} > 0\right)$; *10* — бак приема воды в объеме, отвечающем превышению оттока над притоком грунтовых вод $\left(\frac{Q_1 - Q_1}{F} < 0\right)$; *11* — пьезометр грунтовых вод в водоносном горизонте; *12* — пьезометр лизиметра *II*; *13—16* — самописцы уровня «Валдай» для измерительных сосудов лизиметра *II*; *17* — буровая скважина на грунтовые воды

горизонтали вместо (VI.13) будет действительно аналогичное уравнение баланса

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta\zeta - \frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta\lambda + w_1 \Delta\tau - u \Delta\vartheta; \qquad \text{(VI.14)}$$

где $\Delta\zeta$, $\Delta\lambda$ — отрезки времени, в которые разность между притоком и оттоком вод соответственно положительная или отрицательная; $\Delta\vartheta$, $\Delta\nu$ — другие отрезки времени, в течение которых происходит соответственно инфильтрация осадков или испарение с уровня грунтовых вод.

При этом положительная разность $\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta\zeta$ выражает собой аккумуляцию в потоке притекающей воды за время $\Delta\zeta$ или расходование этой воды на испарение. Отрицательная разность притока и оттока воды в горизонтальном направлении, т. е. величина $\frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta\lambda$, соответствует местному пополнению подземного стока. Так как в (VI.14) рассматривается период, равный Δt, то указанные отрезки времени связаны между собой в виде соотношения

$$\Delta\tau + \Delta\vartheta = \Delta\zeta + \Delta\lambda = \Delta t. \qquad \text{(VI.15)}$$

Величины инфильтрации осадков $(w_1\Delta\tau)_1$ и расходования грунтовых вод в зону аэрации и на суммарное испарение $(u\Delta\vartheta)_1$ непосредственно определяются по наблюдениям над лизиметром *I* с постоянным уровнем воды (см. рис. 65). Величины разности между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении $\frac{(Q_1 - Q_2)}{F} \cdot \Delta t$ находятся также непосредственно по наблюдениям, но уже лизиметра *II* с переменным уровнем воды, точно отвечающим режиму грунтовых вод на окружающей территории.

Так как в самом лизиметре ведутся наблюдения и за колебанием уровня воды ($\Delta H_л$), то по данным наблюдений лизиметра *II* и по водоотдаче пород μ_2, загруженных в лизиметр, из (VI.13) при $\varepsilon = 0$ легко вычислить величину питания грунтовых вод сверху, равную $(w\Delta t)_2 = (w_1\Delta\tau)_2 - (u\Delta\vartheta)_2$, которая отвечает переменному во времени уровню. А зная величину инфильтрации осадков $(w_1\Delta\tau)_1$ по лизиметру *I* и величину питания $(w\Delta t)_2$, находим величину испарения с переменного уровня грунтовых вод по соотношению

$$(u\Delta\vartheta)_2 = (w_1\Delta\tau)_2 - (w\Delta t)_2 = (w_1\Delta\tau)_1 - \left[(\mu\Delta H_л)_2 - \left(\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t\right)_2\right]. \qquad \text{(VI.16)}$$

При этом величины инфильтрации осадков, достигающих грунтовые воды с постоянным (в лизиметре *I*) уровнем и с переменным (в лизиметре *II*) уровнем, практически одинаковы, т. е. $(w_1\Delta\tau)_1 = (w_1\Delta\tau)_2$. Это положение основывается на том, что глубина до воды или до подпертой капиллярной каймы в обоих лизиметрах больше глубины влияния суточного хода температур воздуха (т. е. более 1 м), а изменчивость уровня воды во времени (ΔH) сказывается на величине инфильтрации значительно меньше, чем на величине испарения. К тому же для предстоящего наблюдения за инфильтрацией осадков $w_1\Delta\tau$ уровень воды в лизиметре *I* за время Δt всегда можно выбрать постоянным по глубине, примерно отвечающей среднему положению естественных грунтовых вод за тот или иной промежуток времени $\Delta\tau$.

Таким образом, принципиальная схема лизиметрической установки позволяет дифференцировать вертикальный водообмен при ступенчато-постоянном уровне воды на инфильтрацию и испарение (лизиметр *I*), а также дифференцировать горизонтальный водообмен в потоке вод на аккумуляцию и отток подземных вод, текущих по пласту (лизиметр *II*) и, кроме того, составить в целом баланс грунтовых вод для условий их наблюдаемого режима. Приведенная

здесь методика расчета элементов баланса по данным наблюдений иллюстрирована рассмотренным ниже примером определения элементов баланса грунтовых вод за 1965—1967 гг. Остановимся вначале на конструкции установки.

Лизиметр *I* с постоянным уровнем воды имеет площадь поперечного сечения 1 м². Форма его сечения — квадратная, высота около 4 м. Изготовлен он из листового железа, покрытого лаком, толщиной 6 мм. Корпус лизиметра загружен до глубины 2—3 м монолитным почвогрунтом — почвенным растительным слоем, подзолистой супесью и разнозернистым песком. Ниже указанной глубины — песчаный грунт с нарушенной структурой. Швы лизиметра заделаны автогенной сваркой.

В нижней части лизиметра имеются обратный фильтр из гравия и перфорированные трубки, обмотанные мелкой сеткой и соединенные с выходным краном. К последнему (см. рис. 65) в наблюдательной камере подземного павильона *III* с помощью резинового шланга присоединен бачок *1*, укрепленный на кронштейне. В нем с помощью поплавкового игольчатого клапана, а также соединительной и сбросной трубок уровень воды автоматически поддерживается на высоте зеркала воды в лизиметре.

Долив воды и определение ее расхода на испарение производятся с помощью бака-компенсатора *2*, а слив воды и определение инфильтрации осадков — с помощью бака *3*. Визуальные наблюдения за уровнем воды в лизиметре *I* ведутся по пьезометру *4*. Для автоматической регистрации колебания уровня используются труба-стояк с непроницаемым дном и самописцы уровня «Валдай» *5—7*.

Лизиметр *II* с переменным уровнем воды загружен тем же почвогрунтом. У него такой же обратный фильтр, как в лизиметре *I*. С помощью резиновых шлангов вода из лизиметра может переливаться в приемный измерительный бак *10*, фиксирующий превышение подземного оттока над притоком подземных вод, т. е. величину $\frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta t$, а с помощью соединительного шланга, идущего от бака-компенсатора *9*, в лизиметр *II* может добавляться вода в объеме, отвечающем разности между притоком и оттоком грунтовых вод в естественных условиях, т. е. величине $\frac{(Q_1 - Q_2)}{F} \Delta t$.

Слив воды из лизиметра в приемный бак *10* или долив воды в него из бака *9* осуществляется автоматически с помощью плавающего регулирующего устройства *8*, поддерживающего уровень воды в лизиметре на высоте стояния грунтовых вод. Это устройство в виде большого полого сосуда, заполненного водой и плавающего в грунтовой воде, имеет поплавковый клапан, регулирующий подачу воды из бака *9*, и две сливные трубки, соответственно соединенные с лизиметром и приемным баком *10*. Верхний конец второй сбросной трубки выше установившегося уровня воды в регулирующем устройстве на 1—2 мм. Регулирующее устройство может перемещаться по вертикали, так как оно плавает в воде, заключенной в стояке (вертикальной трубе), сообщающейся с грунтовым потоком с помощью трубки диаметром 3/4″ и скв. 17 диаметром 4″. Скважина 17 пробурена на грунтовые воды непосредственно из павильона.

Для визуального наблюдения за уровнем воды в грунтовом потоке и в лизиметре служат пьезометры *11* и *12*. Аналогичные водомерные трубки имеются на каждом измерительном бачке. Автоматическая регистрация уровней производится самописцами уровня «Валдай» *13—16* или более чувствительными микросамописцами. Взаимодействие элементов установки сводится к следующему. При повышении уровня грунтовых вод под влиянием инфильтрации

и бокового притока (за вычетом оттока) в лизиметр *II* необходим искусственный подлив воды, равный указанной разности притока и оттока. В противном случае уровень в лизиметре окажется ниже уровня грунтовых вод, так как условия в лизиметре одинаковы с окружающей местностью только в отношении инфильтрации сверху. Подлив воды осуществляется из бака *9* через трубку, соединяющую лизиметр с регулирующим устройством, в котором находится клапан, запирающий снизу сбросную трубку, идущую от бака *9*. Перелив воды из бака *9* в лизиметр происходит при разности напоров воды в стояке и лизиметре 1—2 мм.

После установления уровня воды в лизиметре на одной высоте с уровнем грунтовых вод подача воды из бака *9* прекращается, так как поплавковый клапан при этом надежно закрывает сбросную трубку.

При понижении уровня грунтовых вод под влиянием испарения и оттока (за вычетом притока) из лизиметра *II* производится слив воды, равный разности оттока и притока. Даже очень небольшое превышение уровня воды в лизиметре *II* над уровнем грунтовых вод (порядка 1—2 мм) приводит к сбросу избыточной воды из лизиметра в бак *10*. Такой сброс осуществляется также через плавающее регулирующее устройство *8*, находящееся на плаву в стояке, сообщающемся со скв. 17.

Сброс воды из лизиметра в бак *10* может происходить также при подъеме, но особенно интенсивен он при спаде уровня грунтовых вод. Во время такого подъема уровня в лизиметре отток больше притока вод в горизонтальном направлении. После выравнивания уровней воды в лизиметре и в плавающем устройстве сброс воды из лизиметра в бак *10* прекращается.

Если вместо горизонтального водообмена в водоносной толще пород имеет место вертикальный водообмен $\pm\varepsilon$, то подток воды снизу ($\varepsilon < 0$) подобно положительной разности между горизонтальными притоком и оттоком будет фиксироваться мерным баком *9*, а отток воды вниз ($\varepsilon > 0$) подобно отрицательной разности между притоком и оттоком в горизонтальном направлении будет измеряться баком *10*.

В случае существования горизонтального и вертикального водообменов можно рекомендовать вспомогательный расчет их отношения по формуле

$$\frac{k_г h_{ср}}{k_в \Delta x} \cdot \frac{I_{г,1} - I_{г,2}}{I_в} = \frac{Q_1 - Q_2}{F\varepsilon} = A, \qquad (VI.17)$$

где $k_г$, $k_в$ — коэффициенты фильтрации в горизонтальном и вертикальном направлениях; $I_{г,1}$, $I_{г,2}$ и $I_в$ — напорные градиенты в горизонтальном направлении соответственно на первом и втором отрезках линии тока длиной Δx и в вертикальном направлении; $h_{ср}$ — средняя мощность потока. Величина A равна отношению величин горизонтального и вертикального водообменов. Зная это отношение и алгебраическую сумму величин горизонтального и вертикального водообменов, определяемую с помощью лизиметрических наблюдений (по показаниям в баках *9* и *10*), т. е. величину $\left(\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t - \varepsilon\Delta t\right)$, легко найти каждое из этих слагаемых.

Для вычисления величин, входящих в (VI.17), можно воспользоваться ближайшим створом из трех наблюдательных скважин и пьезометром в нижней части водоносной толщи.

В табл. 14 приведены результаты наблюдения в лизиметрической установке автора, сооруженной на полигоне ВСЕГИНГЕО, за 1965/67 гг.

Питание грунтовых вод сверху $w\Delta t$ определено по обоим лизиметрам: *I* (12) и *II* (11). В первом из них величина питания равна разности между

Таблица 14

Результаты наблюдения над элементами баланса грунтовых вод по лизиметрам 11 и 12 (в мм слоя воды)

Периоды наблюдений (год, месяц)	Лизиметр 12 с постоянным уровнем воды			Лизиметр 11 с переменным уровнем воды				Принято в расчет баланса грунтовых вод			Глубины до воды в 1-й декаде	
	Питание грунтовых вод сверху $w\Delta t$	в том числе		$\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$	$\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t$	$\mu\Delta H_д$	$(w\Delta t)_2$	$w\Delta t$	$w_1\Delta\tau$	$u\Delta\vartheta$	Лизиметр 12, м	Лизиметр 11, м
		$(w_1\Delta\tau)_д$	$(u\Delta\vartheta)_д$									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1965 г.												
X (за 2 декады)	5,2	5,4	0,2	—	21,8	—13,9	7,9	7,9	5,4	—	3,54	3,54
XI	3,6	6,0	2,4	0,8	10,6	—5,0	4,8	4,8	6,0	1,2	3,55	3,62
XII	5,4	6,6	1,2	24,2	17,5	9,0	2,3	2,3	6,6	4,3	3,55	3,65
Итого	14,2	18,0	3,8	25,0	49,9	—9,9	15,0	15,0	18,0	5,5		
1966 г.												
I	4,5	5,6	1,1	—	13,6	—9,2	4,4	4,4	5,6	1,2	3,55	3,63
II	2,9	4,6	1,7	—	7,9	—4,7	3,2	3,2	4,6	1,4	3,55	3,66
III	18,0	19,1	1,1	29,6	24,8	59,5	54,7	54,7	54,7	—	3,55	3,67
IV*	72,5	72,5	—	—	26,3	38,7	65,0	65,0	72,5	7,5	3,54	2,86
V	29,5	29,5	—	1,1	10,2	19,3	28,4	28,4	29,5	1,1	3,54	2,73
VI	13,4	13,4	—	—	18,1	—11,2	6,9	6,9	13,4	6,5	3,54	2,78
VII	8,9	8,9	—	0,1	12,5	—12,6	—0,2	—0,2	8,9	9,1	3,54	2,76
VIII	3,7	3,8	0,1	—	13,6	—13,9	—0,3	—0,3	3,8	4,1	3,55	2,84
IX	8,9	10,4	1,5	—	19,6	—13,3	6,3	6,3	10,4	4,1	3,55	2,92
X	0,9	4,3	3,4	1,6	12,1	—15,5	—5,0	—5,0	4,3	9,3	3,55	2,99
XI	2,0	4,3	2,3	—	15,0	—11,5	3,5	3,5	4,3	0,8	3,55	3,08
XII	—0,5	2,2	2,7	1,5	12,7	—12,4	—1,2	—1,2	2,2	3,4	3,55	3,14
Итого	164,7	178,6	13,9	33,9	186,4	13,2	165,7	165,7	214,2	48,5		
1967 г.												
I	1,5	5,0	3,5	1,1	11,3	—10,6	—0,4	—0,4	5,0	5,1	3,55	3,20
II	1,5	4,0	2,5	1,2	13,5	—11,3	1,0	1,0	4,0	3,0	3,55	3,27
III	1,0	4,9	3,9	—	18,3	4,7	23,0	23,0	4,9	—	3,55	3,33
IV	185,4	185,4	—	104,8	>227,4	39,2	>161,8	>161,8	185,4	—	3,54	2,89
V	33,0	33,0	—	—	29,6	—11,5	18,1	18,1	33,0	14,9	3,54	2,94
Итого	222,4	232,3	9,9	107,1	>300,1	10,5	>203,5	>203,5	232,3	23,3		

* В первой декаде апреля 1966 г. наблюдения по лизиметру 12 не производились.

Примечание. Q_1, Q_2—приток и отток грунтовых вод; w_1—интенсивность инфильтрации; $w_1\Delta\tau$—величина инфильтрации осадков; $u\Delta\vartheta$—величина испарения грунтовых вод; $w\Delta t$—величина питания грунтовых вод сверху.

инфильтрацией и испарением. Инфильтрация осадков $(w_1\Delta\tau)_л$ при постоянном уровне воды находилась при ежедневных наблюдениях над сосудом инфильтрации *3*, соединенным с лизиметром *I*, а величина испарения грунтовых вод $(u\Delta\vartheta)$ также при ежедневных наблюдениях над бачком *2* — сосудом компенсации испарения. Но так как уровень воды в лизиметре *I* испытывал ежедневные колебания в интервале 0,1 ÷ 0,5 см, то вначале вычислялась уточненная суточная величина питания грунтовых вод

$$(w\,\Delta t)_л = (w_1\,\Delta\tau)_л - (u\,\Delta\vartheta)_л + \mu\,\Delta H_л, \qquad \text{(VI.18)}$$

в которую таким путем вводилась поправка на величину суточного изменения запаса воды в лизиметре $\mu\Delta H_л$, где μ — водоотдача пород, определенная по данным предварительной тарировки лизиметра; $\Delta H_л$ — изменение уровня воды в лизиметре за сутки. Величина $\mu = 0{,}17$ (для разнозернистых песков).

В графе 2 табл. 14 приведены декадные суммы вычисленных таким путем величин питания грунтовых вод сверху при постоянном уровне воды.

Зная декадные расход воды на испарение $(u\Delta\vartheta)$ и величину питания $(w\Delta t)$, определяли величину инфильтрации за каждую декаду по формуле

$$(w_1\,\Delta\tau)_л = (w\,\Delta t)_л + (u\,\Delta\vartheta)_л. \qquad \text{(VI.19)}$$

В графах 5—8 табл. 14 приведены результаты наблюдения по лизиметру *II*. Данные графы 5 взяты по замерам объема воды в баке *9*, а графы 6 — по замерам объема воды в баке *10*.

Так как площадь сечения лизиметра составляла 1 м^2, то 1 л воды, вливаемой или выливаемой из лизиметра, отвечал 1 мм ее слоя. Вначале учет вели в литрах, затем в миллиметрах слоя. Величина питания грунтовых вод в лизиметре с переменным уровнем находили по уравнению баланса

$$(w\,\Delta t)_2 = \mu\,\Delta H_л - \left(\frac{Q_1 - Q_2}{f}\,\Delta t\right)_л. \qquad \text{(VI.20)}$$

Здесь $\Delta H_л$ — изменение уровня грунтовой воды в лизиметре *II* за время Δt, определенное по пьезометру *12*; остальные обозначения прежние.

Такая величина питания грунтовых вод принималась в окончательном расчете баланса грунтовых вод (см. графу 9).

В графе 10 приведена величина инфильтрации $(w_1\Delta\tau)_1$, полученная по лизиметру *I* (за исключением цифры 54,7 мм, взятой по лизиметру *II* как более достоверной величины питания при отсутствии испарения).

Зная величину питания грунтовых вод по лизиметру *II* (*11*) и величину инфильтрации по лизиметру *I* (*12*), вычисляем величину испарения грунтовых вод для условий переменного уровня воды по соотношению

$$u\,\Delta\vartheta = (w_1\,\Delta\tau)_л - (w\,\Delta t)_2, \qquad \text{(VI.21)}$$

где обозначения прежние.

Как видно из данных табл. 14, величины питания грунтовых вод за 1966 г., определенные при постоянном и переменном уровнях воды независимыми методами, практически совпали, хотя методики их расчета были разными. В первом случае $(w\Delta t)_л = 164{,}7$, а во втором $(w\Delta t)_2 = 165{,}7$ мм слоя воды. В то же время за короткие отрезки времени (месяцы) эти величины различались между собой весьма существенно.

Величина испарения с переменного уровня грунтовых вод оказалась выше, чем испарение с постоянного уровня в 1,5—3,5 раза. По нашим данным, для глубин до воды 2,78—3,67 м годовая величина испарения с уровня грунтовых вод достигает 48,5 мм слоя воды.

Таблица 15

Баланс грунтовых вод по данным наблюдений за лизиметрами *I* и *II* за 1966 г. (в мм слоя воды)

Месяц	Изменение уровня грунтовых вод ΔH, м	Водоотдача пород, μ	Изменение запаса грунтовых вод $\mu \Delta H$, мм	Накопление воды за счет		Убыль воды за счет		Величина питания грунтовых вод ** wl
				притока за вычетом оттока $\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta\zeta$	инфильтрации * $w_1 \Delta\tau$	оттока за вычетом притока $\frac{Q_2 - Q_1}{F} \Delta\lambda$	испарения $u \Delta\vartheta$	
I	—0,051	0,18	—9,2	—	5,6	13,6	1,2	4,4
II	—0,026	0,18	—4,7	—	4,6	7,9	1,4	3,2
III	0,541	0,11	59,5	29,6	54,7	24,8	—	54,7
IV	0,352	0,11	38,7	—	72,5	26,3	7,5	65,0
V	0,107	0,18	19,3	1,1	29,5	10,2	1,1	28,4
VI	—0,062	0,18	—11,2	—	13,4	18,1	6,5	6,9
VII	—0,070	0,18	—12,6	0,1	8,9	12,5	9,1	—0,2
VIII	—0,077	0,18	—13,9	—	3,8	13,6	4,1	—0,3
IX	—0,074	0,18	—13,3	—	10,4	19,6	4,1	6,3
X	—0,086	0,18	—15,5	1,6	4,3	12,1	9,3	—5,0
XI	—0,064	0,18	—11,5	—	4,3	15,0	0,8	3,5
XII	—0,069	0,18	—12,4	1,5	2,2	12,7	3,4	—1,2
Всего за год	0,421		13,2	33,9	214,2	186,4	48,5	165,7

* Инфильтрация осадков определена по лизиметру 12 с постоянным уровнем воды, за исключением марта 1966 г., когда был использован лизиметр 11.

** Определена по данным лизиметра 11 с переменным уровнем воды.

Таким образом, рассмотренная выше лизиметрическая установка позволяет непосредственно определять независимыми способами все составляющие баланса грунтовых вод, чем она выгодно отличается от других лизиметров, предназначенных служить лишь в роли почвенных испарителей.

В табл. 15 приведен баланс грунтовых вод для участка расположения лизиметрической установки, составленный по материалам наблюдений. Из данных таблицы следует, что инфильтрация осадков за 1966 календарный год составила 214,2 мм слоя воды, или 33,5% от суммы осадков за 1965/66 гидрологический год (с сентября 1965 г. по октябрь 1966 г.) в размере 639,8 мм. Величина испарения грунтовых вод составила 48,5 мм, или 22,7% инфильтрации при глубине до воды от 2,73 до 3,67 м.

На данном участке формировался подземный сток, который за вычетом притока составил 186,4 — 33,9 = 152,5 мм слоя воды, что отвечает модулю местного пополнения подземного стока в размере 4,8 л/с с 1 км^2.

В заключение отметим, что величина водоотдачи или недостатка насыщения грунтов, загруженных в лизиметр *II*, определена по данным наблюдения за подъемом уровня воды в нем с 12 по 13/XII 1965 г. и данным о доливе в него воды из бака *9* (см. рис. 65) за это время в размере 10,5 л. Так, например, при подъеме уровня на величину $\Delta h_{гр} = 59$ мм и слое долитой воды $\Delta h_в = 10{,}5$ мм $\mu = \frac{10{,}5}{59{,}0} = 0{,}18$. Лизиметр *I* с постоянным уровнем воды до начала наблюдений специально тарировался: производился опытный слив или долив воды и определялось изменение уровня воды в нем. По обоим лизиметрам

изменения уровня были зафиксированы после его окончательной установки на той или иной высоте. При этом для грунтов (песков) лизиметра *I* величина водоотдачи μ, вычисленная указанным способом, оказалась в среднем равной $\mu = 0{,}17$.

Аналогичным путем параметр μ был определен по лизиметру *II* во время весеннего интенсивного инфильтрационного питания грунтовых вод при подъеме уровня. Так, с 27 по 28/III 1966 г. при подъеме уровня $\Delta H_л = 12{,}7$ см в лизиметр было долито 13,3 л воды, что отвечает 13,3 мм слоя ее. Отсюда $\mu = \frac{13{,}3}{127} = 0{,}105 \approx 0{,}11$. Этот параметр в дальнейшем был использован только при расчете величины питания грунтовых вод сверху при весенних подъемах уровня.

Таким образом, весной благодаря большой скорости инфильтрации талых вод с поверхности в почвогрунтах остается больше защемленного воздуха, и поэтому величина параметра μ оказывается меньше, чем в остальное время года, в данном примере — на 7%. Точность наблюдения по лизиметрам равна 0,1 мм слоя воды.

Если в монолите почвогрунта установить нейтронный влагомер, например НИВ-2, то, определив влажность почвогрунтов в зоне аэрации, легко подсчитать изменение влагозапасов в этой зоне аэрации над наивысшим положением капиллярной каймы между сроками наблюдения D_2, а зная эту величину и величину питания грунтовых вод сверху $w\Delta t$, по (V.47) легко найти величину влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a\Delta t$ между сроками наблюдений. По этой величине, осадкам и подаче оросительной воды с помощью (V.49) вычисляется величина суммарного испарения с поверхности.

Несомненно, что на орошаемых территориях почвенные монолиты в лизиметрах также должны увлажняться водой с общепринятой нормой.

При близком к поверхности почвы залегании грунтовых вод (менее 1 м) величина испарения с их поверхности близка к суммарному испарению с почвы. Однако при большой глубине до воды эти виды испарения существенно различаются. Поэтому на практике с целью определения суммарного испарения стремятся устанавливать такие лизиметры, которые можно взвешивать и затем довольно просто вычислять испарение с поверхности. Характеристика таких лизиметров приведена ниже.

Весовой лизиметр, применяемый в Нидерландах

Корпусы лизиметров, загруженные монолитным почвогруптом, устанавливаются на поверхности напорных камер. Последние располагаются на каменных опорах (рис. 66). Вся эта конструкция размещается в выемке размером 4 × × 3 × 3 м. Размеры лизиметра 1,4 × 1,4 × 1,7 м. Эти размеры позволяют вести наблюдения за приборами и следить, нет ли течи воды под лизиметром.

Каждый лизиметр, а их два в выемке, располагаются на трех камерах, в которых под давлением находится масло. Масляные камеры представляют собой коробки диаметром 40 см, высотой 4 см, имеющие в верхней части мембраны с расположенными над ними поршнем и крышкой.

Лизиметр массой 6—8 т поднимается давлением масла в напорных камерах, которое изменяется от 1,75 до 2,15 кгс/см². Для измерения давления в каждом комплекте камеры имеется манометрическая установка. В состав последней входят три манометра, каждый из которых состоит из трубки диаметром 2 см, длиной 1,8 м, концентрически установленной в более широкой коробке диаметром 10 см и высотой 10 см. Нижняя часть последней и большая часть длинной

трубки заполнены ртутью. Над ртутью в каждой коробке и длинной трубке находится масло. Масляные камеры и коробки соединены между собой напорным трубопроводом, имеющим сообщение с центральной напорной системой. Увеличение давления ртути на 104 см вызывает падение мениска в коробке на 4 см и подъем в узком колене трубки на 100 см. Необходимая точность 0,1 мм слоя воды требует точности отсчета по каждому манометру до 0,04 мм. Эта точность достигается с помощью винтов. Результаты наблюдения отмечаются

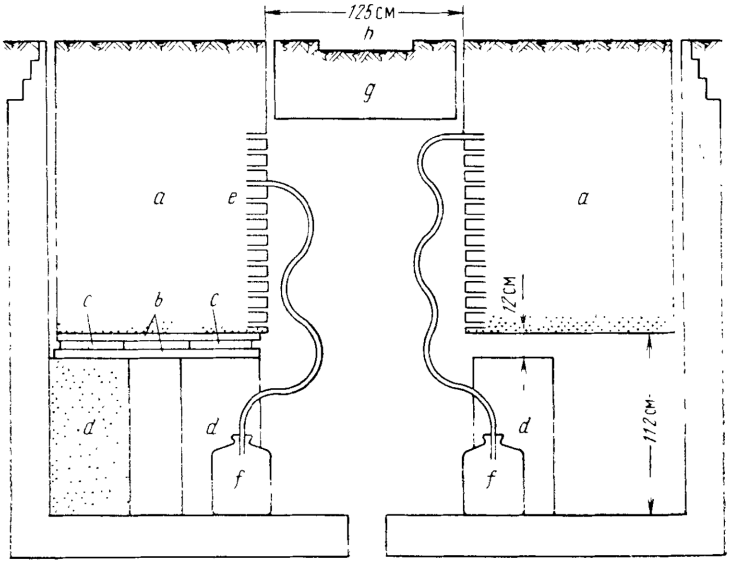


Рис. 66. Весовой лизиметр ГР-80 — детали корпуса.

a — контейнер (корпус монолита); *b* — железные рамы; *c* — напорные камеры; *d* — опоры; *e* — трубки для стока и подачи воды; *f* — мерный сосуд, *g* — заполненная почвой крышка над проходом между контейнерами; *h* — самопишущий испаритель

на перфорированной ленте. Для упрощения и экономии средств используются гидравлический увеличитель и добавочное устройство.

Последнее устройство заключается в подсоединении всех трех ртутных манометров к одной тонкой стеклянной трубке диаметром 4 мм. В этой трубке содержится масло, соприкасающееся со ртутью манометров. Изменение высоты трех ртутных столбиков на 1 см вызывает изменение высоты мениска масла в наклонной стеклянной трубке на 75 см.

Манометр и увеличитель должны устанавливаться в термостате, в котором поддерживается постоянная температура окружающего воздуха.

Взвешиваемый лизиметр ГР-80 конструкции ГГИ

Лизиметр предназначен для измерения элементов водного баланса естественных угодий и сельскохозяйственных полей: суммарного и физического испарения с почвы; пополнения грунтовых вод за счет инфильтрации осадков и расхода грунтовых вод в зону аэрации. Лизиметр разработан в Государственном гидрогеологическом институте и рекомендован для наблюдений на сети агро- и гидрометеостанций ГУГМС СССР. Он состоит из трех узлов: системы

с почвенным монолитом, гнезда и водорегулирующего устройства (рис. 67).

Система с почвенным монолитом включает в себя металлический цилиндр *4* с монолитом, футляр с обратным фильтром *10* и поддон *13*. В верхней части цилиндра имеются кольцевой козырек *3* и пара скоб *1* для подъема лизиметра из гнезда.

Поддон состоит из двух отсеков: большого и малого. В большой отсек помещается цилиндр в сборе с обратным фильтром, а в малый — водорегулирующее устройство *12*. Для измерения уровня воды в монолите почвогрунта устанавливается металлическая трубка диаметром 1″, в которой находится щуп.

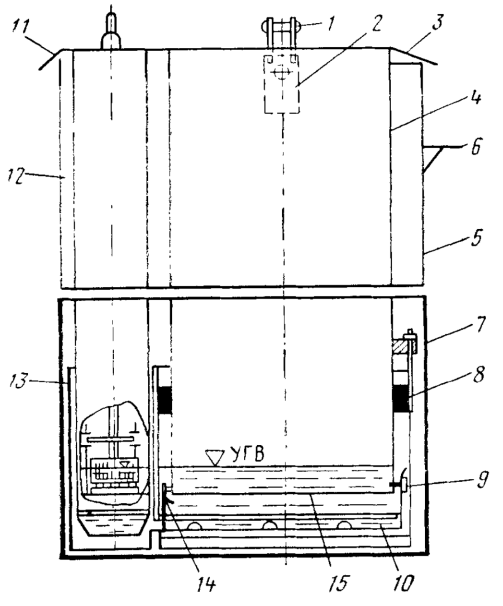


Рис. 67. Схема устройства взвешиваемого лизиметра ГР-80.

1 — скоба для подъема взвешиваемой части; *2* — скоба для подъема гнезда; *3* — козырек большой; *4* — цилиндр лизиметра; *5* — гнездо; *6* — кронштейн; *7* — бобышка; *8* — уплотнение; *9* — скоба; *10* — фильтр обратный; *11* — козырек малый; *12* — водорегулирующее устройство; *13* — поддон; *14* — лапа; *15* —дно

Гнездо *5* (металлический футляр) закапывается в землю. В него вставляется взвешиваемая часть лизиметра. Последняя состоит из поддона, обратного фильтра, цилиндра с монолитом и водорегулирующего устройства. Кронштейны *6* служат препятствием выпиранию гнезда вверх при высоком стоянии уровня грунтовых вод. Скобы *2* используются для подъема монолита лизиметра на весы.

Водорегулирующее устройство *12* включает в себя подпитывающий бачок, поплавковую камеру, гидравлически связанную с обратным фильтром и цилиндром с монолитом, поплавок с мембраной, перекрывающей сбросную трубку — сопло. Измерение количества воды, вытекшей из бачка, производится по рейке с делениями, соединенной с другим поплавком, помещенным в подпитывающем бачке.

При инфильтрации воды в лизиметр просачивающаяся вода сбрасывается через сливную трубку в сливной бачок, расположенный в основании устройства. Водорегулирующее устройство заключено в кожух, закрытый сверху малым козырьком.

Площадь цилиндра для монолита почвы в лизиметре 2000 см^2. Высота цилиндров от 1,1 до 2,6 м, масса — соответственно от 77 до 149 кг. Внутренний диаметр цилиндра 505 ± 1,8 мм. Максимальная масса лизиметра высотой 2,5 м (вместе с грунтом) — около 2000 кг.

На незасоленных почвах лизиметр загружается монолитом один раз в 3—5 лет, на засоленных почвах — раз в 1—2 года.

Величина испарения с поверхности почвы Z (мм) за период между взвешиваниями определяется по формуле

$$Z = \frac{1}{200}(G_1 - G_2) + X + K - I, \qquad \text{(VI.22)}$$

где X — количество осадков, мм; K — расход грунтовых вод в зону аэрации (долив воды), мм; I — пополнение грунтовых вод за счет инфильтрации (слив воды), мм; G_1, G_2 — массы лизиметра в начале и конце наблюдений, г.

Наблюдения по лизиметрам (за доливом и сливом воды) производятся ежедневно. Взвешивание лизиметров производится один раз в декаду на платформенных гиревых весах грузоподъемностью до 2 т с точностью 20—50 г.

Кроме рассмотренных типов в СССР и за рубежом применяется большой ряд других лизиметров (Крылов, 1959; Сляднев, 1961; Лебедев, 1963 и др.).

В последние годы отмечается стремление унифицировать типы лизиметров и методы их наблюдения. Так, ГУГМС СССР внедряется описанный выше лизиметр ГР-80, а Министерством геологии СССР — лизиметры типа рассмотренной нами лизиметрической установки. Но пока распространение получили лишь одиночные лизиметры с постоянным уровнем грунтовой воды, имеющие сечение 1 м^2, загружаемые монолитом грунта. В качестве измерительной аппаратуры применяются самописцы уровня типа СУВ-3 и компенсационные бачки, устанавливаемые в специальные трубы, сообщающиеся с лизиметром (Н. Д. Добровольская, В. К. Седова, 1972 г.). При этом наблюдательного павильона не устраивается.

В международном руководстве «Репрезентативные и экспериментальные бассейны» (1971) отмечено, что применение результатов, полученных с помощью лизиметров, ограниченно вследствие влияния на показания их различия в распределении плотности корневой системы в почвенных монолитах и неодинакового захвата влаги корнями растений. Поэтому для получения надежных результатов наблюдений за испарением, инфильтрацией лизиметрические измерения должны сопровождаться параллельными полевыми исследованиями влагопереноса в почве, как это рассмотрено нами в пятой главе. Для контроля условий влагопереноса в монолите лизиметра необходима установка в нем датчиков температуры и влажности почвогрунтов.

В ряде случаев при интенсивной инфильтрации осадков и поливных вод в лизиметре скапливается больше, чем в естественных условиях, защемленного воздуха, который препятствует гравитационному переносу влаги. Поэтому желательна перфорация боковых стенок лизиметра выше границы подпертой капиллярной каймы загруженного монолита.

Сравнение данных работы лизиметров с результатами изучения инфильтрации и испарения балансовым методом в естественных условиях (Лебедев, Добровольская, 1961) показывает, что в ряде случаев данные лизиметров слабо отражают действительность. Особенно это относится к величине испарения грунтовых вод, определяемой при постоянном уровне воды в лизиметре, и к другим элементам водного баланса (в том числе инфильтрации) за короткие отрезки времени (менее месяца и декады). За длительные периоды (сезоны и месяцы в летнее время) получаемые по лизиметрам данные близки к действительным.

Использование лизиметров с переменным уровнем воды, отвечающим естественному уровню, значительно повышает достоверность лизиметрических наблюдений. Для определения суммарного испарения с почвы с помощью невзвешиваемых лизиметров в последних устанавливают нейтронные влагомеры (например, НИВ-2). Зная величину выпадающих осадков за период наблюдений X, величину питания грунтовых вод сверху $w\Delta t$, равную разности величин инфильтрации $w_1\Delta\tau$ и испарения с уровня грунтовых вод $u\Delta\vartheta$, а также величину изменения запасов влаги в зоне аэрации над максимальным за период

наблюдения положением подпертой капиллярной каймы D_2, найдем суммарное испарение с дневной поверхности по формуле

$$Z = X - w\,\Delta t - D_2. \qquad \text{(VI.23)}$$

Величина D_2 рассчитывается по разности влагозапасов, определяемых по (V.41).

Объем книги не позволил нам рассмотреть поверхностный сток, потери на фильтрацию из каналов и аккумуляцию воды на поверхности. Заинтересованных этими вопросами читателей мы отсылаем к работам С. Ф. Аверьянова (1956), А. Г. Владимирова (1966), методическим указаниям УГМС, № 84 1973) и др.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИЮ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Организация этих исследований базируется на четком определении задач, имеющих научное и практическое значение. Например, актуальна проблема формирования разных типов подземных вод, на основе решения которой составляются прогнозы режима этих вод, дается оценка их ресурсов, организуется эксплуатация, осуществляется их охрана от загрязнения и т. п.

Большое значение имеет выделение стадийности в изучении баланса подземных вод. На первой, более общей стадии должны изучаться региональные закономерности баланса и режима подземных вод, которые зависят от зональности гидрогеологических процессов — инфильтрации атмосферных осадков, испарения грунтовых вод и подземного стока и т. п.

Для регионального изучения этих процессов организуется региональная сеть опорных наблюдательных пунктов и репрезентативных речных бассейнов в различных природных зонах.

На второй, более детальной стадии должны изучаться конкретные речные водосборы для обоснования комплекса гидромелиоративных мероприятий по орошению и осушению территорий, для целей организации водоснабжения, проведения гидротехнического строительства и т. п.

Для проведения детальных исследований баланса подземных вод создаются опытные балансовые участки, выбираются экспериментальные бассейны на средних и малых реках.

Наконец, на третьей наиболее детальной стадии изучения формирования баланса подземных вод исследуется процесс влагопереноса в зоне аэрации, динамика грунтовых вод во взаимосвязи с водным балансом на поверхности и динамикой более глубоких напорных вод. Для этой цели создаются специальные гидрогеологические стационары в виде полевых лабораторий, объединяющие работу на экспериментальных балансовых площадках и небольших экспериментальных водосборах малых рек.

Несомненно, что на практике воднобалансовые работы часто проводятся одновременно по всем стадиям, что диктуется большой потребностью в знаниях закономерностей и в оценке различных элементов водного баланса. Такая стадийность работ систематизирует проводимые исследования, обосновывает соответствующую наблюдательную сеть и вносит ясность в методику их проведения.

Вторым важным положением постановки воднобалансовых исследований является соблюдение комплексности их. При этом имеется в виду, что на всех стадиях изучения объектами являются: дневная поверхность и приземный слой атмосферы, зона аэрации и зона полного насыщения, включающая в себя грунтовые и межпластовые воды зоны активного водообмена. Детальность исследования этих элементов гидросферы на различных стадиях неодинакова,

но увязка частных в дных балансов вод поверхностных и подземных всегда является необходимой.

Третьим основным положением мы считаем координацию исследований вод надземных, поверхностных и подземных, проводимых Гидрометеослужбой СССР, Министерством геологии СССР, Министерством мелиорации и водного хозяйства СССР и другими ведомствами.

Широкая сеть гидрометеорологических станций в СССР должна включать в себя опорные пункты по изучению региональных закономерностей режима подземных вод разных типов. Большая сеть наблюдаемых балансовых водосборов (бассейнов средних и малых рек), репрезентативных бассейнов, на которых проводятся гидрометеорологические наблюдения за атмосферой и поверхностными водами, должна быть дополнена организацией балансовых участков, предназначенных для комплексного изучения баланса подземных вод. Все это необходимо не только для исследования формирования подземного стока и решения различных гидрогеологических задач, но и для более полного изучения общего водного баланса и единого гидрологического цикла.

Воднобалансовые исследования нарушенного водного режима на массивах орошения и осушения, проводимые Министерством мелиорации и водного хозяйства СССР, нуждаются в комплексировании с региональными общими воднобалансовыми работами Гидрометеослужбы и с гидрогеологическими исследованиями и наблюдениями, осуществляемыми Министерством геологии СССР. Поэтому следующим весьма важным общим положением, которое надо учитывать при организации воднобалансовых исследований, является актуальность исследования искусственного изменения водного баланса и баланса подземных вод под влиянием различной хозяйственной деятельности человека.

Кроме экспериментальных бассейнов, созданных Гидрометеослужбой для изучения влияния хозяйственной деятельности человека на гидрологический цикл, в типовых природных и водохозяйственных условиях необходима организация комплексных воднобалансовых стационаров. В состав последних должны входить опытные балансовые участки и экспериментальные воднобалансовые площадки для оценки влияния орошения и осушения земель на общий водный баланс и баланс подземных вод.

Несомненно, что наиболее полноценной будет коллективная работа по изучению водного баланса территории СССР, в которой активное участие примут гидрометеорологи, гидрологи, гидрогеологи, гидромелиораторы и почвоведы различных ведомств.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОПОРНЫЕ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫЕ ПУНКТЫ И РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫЕ БАССЕЙНЫ

Региональные опорные наблюдательные пункты и репрезентативные бассейны предназначены для изучения региональных закономерностей формирования баланса подземных вод — грунтовых и артезианских — во взаимосвязи с водным балансом на дневной поверхности и в зоне аэрации.

Такие пункты для изучения баланса грунтовых вод располагаются в типичных по природным условиям речных бассейнах различных природных зон: избыточного, переменного и недостаточного увлажнения, в зонах тундры, лесов, лесостепной, степной и пустынной, в областях ледниковых, внеледниковых, аллювиальных, пролювиальных (подгорных) и морских отложений, а также в различных тектонических структурных подразделениях и в горных областях.

В состав региональных опорных пунктов должны входить ключевые балансовые участки, воднобалансовые площадки, кусты и створы наблюдательных скважин.

Репрезентативные бассейны — типичные для данной природной зоны небольшие речные водосборы, позволяющие полностью оценить водный баланс в естественных условиях.

На таких бассейнах, ключевых балансовых участках (на части того или иного водосбора), а также на воднобалансовых площадках проводится комплекс наблюдений над элементами общего водного баланса. В этот комплекс входят: осадки, речной сток, суммарное испарение, аккумуляция вод на дневной поверхности, в зоне аэрации и в зоне грунтовых вод.

Различие в указанных подразделениях региональных опорных пунктов сводится к следующему.

На репрезентативном бассейне площадью в несколько сотен квадратных километров указанные элементы водного баланса усредняются по площади, и результаты исследования используются непосредственно для экстраполяции на большие территории и составления баланса воды бассейна в целом. На воднобалансовых площадках в несколько гектаров обеспечивается высокая точность наблюдения за отдельными элементами водного баланса, производится их взаимная увязка и составляется баланс вод для типичной почвенно-грунтовой призмы. На ключевых балансовых участках составляются автономные балансы поверхностной и подземной воды для площадей в несколько десятков и сотен гектаров, вне зависимости от наличия или отсутствия речной сети.

Региональные кусты и створы наблюдательных скважин располагаются на больших пространствах, пересекая крупные морфологические элементы рельефа, и в основном должны быть заложены по направлению потока подземных вод. Результаты наблюдения по этим скважинам используются для расчета элементов баланса грунтовых вод, перетекания их в подстилающие слои пород и для составления общего водного баланса. В частности, оценка взаимосвязи подземных вод разных водоносных горизонтов производится по данным кустов ярусно расположенных скважин.

Региональная воднобалансовая наблюдательная сеть может быть предназначена и для изучения нарушенного водного баланса, измененного под влиянием осушения месторождений полезных ископаемых, работы крупных водозаборов, мелиорации земель и т. п. В таком случае региональная опорная наблюдательная сеть скважин должна состоять из глубоких буровых скважин, заложенных не только на грунтовые, но и на межпластовые воды. Репрезентативные бассейны по существу превращаются в экспериментальные с задачей изучения регионального влияния искусственных факторов на речной сток, питание подземных вод и вообще на изменение гидрологического цикла.

Воднобалансовые площадки и ключевые балансовые участки в условиях влияния искусственных факторов приобретают дополнительные функции — отражать и более точно учитывать изменение гидрологических процессов под влиянием тех или иных факторов (орошение, дренаж, водопонижение и т. п.).

Таким образом, при большом разнообразии элементов региональных опорных пунктов назначение их — познание процесса формирования подземных и поверхностных вод как в естественных, так и в нарушенных условиях на больших территориях. Практические рекомендации по организации таких пунктов сводятся к следующему.

Репрезентативные речные бассейны, обслуживаемые в основном Гидрометеослужбой СССР, должны развиваться по численности и составу наблюдений.

В частности, предстоит развитие в них сети наблюдательных скважин с учетом изложенной выше методики исследований. Часть таких бассейнов необходимо перевести в группу экспериментальных, так как на их территории проявляют свое влияние различные искусственные факторы.

Ключевые балансовые участки, обслуживаемые организациями Министерства геологии СССР, должны пополняться наблюдениями за элементами общего водного баланса с расчетом получить бо́льшую возможность составлять общие водные балансы территорий.

Воднобалансовые площадки как более мелкие подразделения, входящие в состав участков и репрезентативных бассейнов рек, в ряде случаев могут иметь самостоятельное региональное значение, если они созданы около опорной сети метеорологических и гидрологических станций. Несомненно, что состав наблюдений на этих площадках требует унификации в различных ведомствах.

Так как состав наблюдений на балансовых площадках, участках региональной сети почти аналогичен составу наблюдений на площадках и участках специализированной наблюдательной сети, то мы их рассмотрим ниже.

В результате регионального изучения баланса подземных вод составляются карты районирования территории по ведущим элементам баланса и типам режима грунтовых вод. Например, в качестве принципа районирования может быть принято соотношение приходных и расходных элементов — инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод, а также соотношение притока и оттока подземных вод на отдельных участках. Могут выделяться районы преобладания в году инфильтрации осадков над испарением с уровня грунтовых вод, которым отвечает промывной тип водного режима почв, и районы с преобладанием испарения грунтовых вод над инфильтрацией (выпотной тип водного режима почв, по А. А. Роде).

В районах с положительной разностью между боковыми притоком и оттоком вод подземный сток рассеивается на испарение, а в районах с отрицательной разностью притока и оттока формируется подземный сток.

Региональная наблюдательная сеть скважин закладывается с учетом предварительного районирования территории по условиям формирования режима грунтовых вод (Коноплянцев, Ковалевский, Семенов, 1963). За основу такого районирования указанные авторы приняли условия питания грунтовых вод, их дренирования, литологию водоносных пород и рельеф местности.

Автор рекомендует опорную сеть наблюдательных скважин закладывать с учетом необходимости составить балансы грунтовых вод по данным режимных наблюдений в различных гидрогеологических районах, выделенных по общим гидрогеологическим условиям.

В районах орошения и осушения опорная наблюдательная сеть дополняется специализированной сетью, которая позволяет более полно рассчитать баланс грунтовых вод по данным их режима.

При размещении такой сети скважин можно руководствоваться рекомендациями, данными в третьей главе настоящей работы.

Автор считает, что опорная наблюдательная сеть скважин должна состоять из отдельных ключевых участков, число скважин в которых будет удовлетворять ранее сформулированным требованиям — для использования этих скважин при расчете питания грунтовых вод сверху. Расстояния между ключевыми участками могут измеряться десятками километров и более в зависимости от конкретных задач такой сети и очередности ее сооружения.

БАЛАНСОВЫЕ УЧАСТКИ

Балансовые участки могут входить в состав опорной наблюдательной сети, предназначенной для регионального изучения формирования подземных вод, а также в состав специализированной наблюдательной сети, предназначенной для решения локальных проблем в связи с орошением, осушением земель и водоснабжением. В первом случае (для решения региональных задач) целесообразно такие участки именовать ключевыми, а во втором (на орошаемых и осушаемых землях) — опытными.

Число балансовых участков определяется степенью неоднородности гидрогеологических условий. Примерно на каждый гидрогеологический район, выделенный по комплексу общих гидрогеологических условий, должен приходиться один балансовый участок. Площадь участка обычно измеряется десятками и сотнями гектаров.

Балансовый участок должен быть автономным в том смысле, что определения всех элементов водного баланса на нем не зависят от данных определения тех же элементов баланса смежных территорий. Границы участка обычно совпадают с границами водосборов притоков и малых рек, могут совпадать с контурами геоморфологических элементов рельефа (уступы террас, русла рек) или с групповыми оросителями, каналами-коллекторами в ирригационных районах.

Выбор участка производится с таким расчетом, чтобы на его территории можно было наблюдать проявление всех или большинства элементов водного баланса. В то же время этот участок должен быть типичным для отражения большинства гидрологических и почвообразовательных процессов (инфильтрация, заболачивание, засоление, рассоление почвогрунтов и т. п.), свойственных данному гидрогеологическому району.

На участке размещаются: метеорологический пост или метеостанция; испарительная площадка, на которой устанавливаются почвенные испарители, например ГГИ-500, испаритель с водной поверхностью ГГИ-3000, желателен болотный испаритель Б-1000 (на болотах он обязателен); лизиметрическая площадка с комплектом лизиметров с постоянным и переменным уровнями воды, стоковая площадка (в случае пересеченной местности); термометрический куст скважин, пункт для наблюдения за влажностью почвогрунтов зоны аэрации (с помощью нейтронного влагомера НИВ-2 или термостатно-весового метода) и детальная сеть наблюдательных скважин. На открытых водотоках и водоемах оборудуются водомерные посты, гидрометрические створы или гидрометрические сооружения.

При детальных экспериментальных исследованиях оборудуются водобалансовые площадки на склонах водосборов, по примеру ВНИГЛ ГГИ. С помощью таких площадок опытным путем определяются подземный сток верховодки, сток поверхностных вод и все остальные элементы водного баланса.

Наблюдательная сеть скважин на участке разбивается после составления карты гидроизогипс. В общем случае двухмерного в плане потока наблюдательные скважины на грунтовые воды располагаются по линиям тока, чтобы иметь возможность учесть изменение ширины потока. Расстояния между скважинами измеряются десятками и сотнями метров.

При наличии двухслойного строения водоносных толщ пород или подстилающего напорного потока вод, из которого воды могут перетекать в грунтовый поток, закладываются кусты наблюдательных скважин на разные глубины и водоносные горизонты, как это указано в третьей главе.

Число испарителей, лизиметров определяется числом выбранных для наблюдения растительных фонов и необходимостью соблюдать двукратную повторность наблюдения при каждом растительном фоне и каждой выбранной глубине до воды в лизиметрах.

Для применения метода теплового баланса на балансовом участке вблизи метеорологического поста устанавливаются актинометрические приборы, психрометры и анемометры.

В зимнее время на балансовом участке проводятся декадные снегомерные съемки и ежедневные наблюдения за снеговым покровом.

На орошаемых территориях большое внимание уделяется фиксации водоподачи на орошение, для чего по периметру участка оборудуется система водомерных устройств на каналах, оросителях, коллекторах и в дренажных сооружениях. Кроме того, составляются дежурные поливные карты, на которых отмечаются сроки поливов, орошаемые площади, сбросы поливной воды, состояние дрен, коллекторов, размещение и состояние сельскохозяйственных культур и т. п.

На опытных полях ирригационных районов применяют различные режимы поливов и системы дрен. Это позволяет изучать: 1) связь инфильтрационного питания грунтовых вод с режимом (нормами, сроками) поливов; 2) связь расходования грунтовых вод на суммарное испарение с продолжительностью межполивных периодов и с другими факторами; 3) соответствие расчетных данных по режиму уровней грунтовых вод при разных режимах орошения фактическим данным по этому режиму; 4) эффективность разных типов дренажей; 5) обоснование прогноза водно-солевого режима почв и грунтовых вод и т. п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение баланса грунтовых вод, рассмотренное в данной работе, касалось оценки количества различных масс движущейся воды, составляющих ее баланс. Такое направление исследований является основным при решении проблемы формирования вод подземной гидросферы. На базе этого изучения возможно исследование солевого и теплового балансов грунтовых вод и управление элементами их режима.

Рассмотренные методы изучения одинаково применимы как для естественного, так и для нарушенного режимов подземных вод. Различие в постановке изучения баланса грунтовых вод для бытовых и проектных условий в основном сводится к составу элементов водного баланса на дневной поверхности и в зоне полного насыщения, если иметь в виду мелиорацию земель, водоснабжение, связанные с регулированием водоподачи и дренажем.

Научной основой изучения баланса грунтовых вод являлись региональная гидрогеология, динамика подземных вод, а также гидрофизика и гидрология, связанные с гидромеханикой и метеорологией. Методы изучения различных процессов влагообмена и влагопереноса на поверхности, в зоне аэрации и зоне полного насыщения по существу являются комплексными, а между собой взаимосвязаны. Они базируются на общих закономерностях единого процесса обмена масс и энергии, рассматриваемого указанными науками, и на широком экспериментальном исследовании гидрогеологических процессов в натуре. Дальнейшее проведение экспериментальных исследований баланса подземных вод с целью управления их режимом по существу должно рассматриваться как развитие экспериментальной гидрогеологии, поскольку эти исследования охватывают все механизмы образования подземных вод, их природу и целенаправленное изменение последней.

Большинство рассмотренных методов исследований в дальнейшем должно совершенствоваться на основе современного развития вычислительной техники и математики, а также развития гидрофизики и гидрогеологии в целом. Вместе с тем развитие указанных методов требует широкого апробирования их основ на материалах натурных наблюдений в различных природных условиях. В связи с указанным уже теперь отчетливо наметилось региональное направление в изучении баланса грунтовых вод для совершенствования общих методов исследований и получения данных по главнейшим элементам баланса подземной гидросферы, необходимых для широкой практики и развития региональной гидрогеологии.

Гидродинамическое направление в изучении баланса грунтовых вод, базирующееся на данных по режиму этих вод, может и должно успешно развиваться. В частности, актуально моделирование гидрогеологических процессов, реализованных на счетно-решающих устройствах. Все это позволит находить новые закономерности региональной динамики подземных вод и управлять этой динамикой на больших площадях.

Исследование влагопереноса в ненасыщенной зоне должно дополняться изучением теплообмена этой зоны с атмосферой, грунтовым потоком, а также изучением миграции водорастворенных солей в почвах и грунтах. Такое изучение уже широко практикуется в настоящее время. Однако увязка между собой методов исследования массо- и энергообмена в различных вертикальных и горизонтальных природных зонах еще нуждается в своем развитии и улучшении. Экспериментальные определения элементов водного баланса, являющихся объектом изучения ряда наук, — гидрологии, метеорологии, гидрофизики и гидрогеологии, должны широко практиковаться при организации комплексных воднобалансовых исследований на территории СССР.

Главными объектами изучения в гидрогеологии являются подземные воды разных типов. Но так как эти воды непосредственно связаны с зоной аэрации и дневной поверхностью, то гидрогеологи должны уделять и этим зонам большое внимание. Это положение подкрепляется и тем, что гидрогеологи имеют возможность непосредственно исследовать массо- и энергообмен зоны аэрации с подземными водами.

Автор надеется, что данная работа облегчит дальнейшее развитие изучения формирования подземных вод на территории СССР, проводимого для различных нужд народного хозяйства.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица функции $R(\lambda)$

$$R(\lambda) = 4i^2 \operatorname{erfc} \lambda = (1+2\lambda^2) \operatorname{erfc} \lambda - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \lambda e^{-\lambda^2}$$

λ	$R(\lambda)$	λ	$R(\lambda)$	λ	$R(\lambda)$
0	1,000	0,19	0,639	0,42	0,349
0,01	0,978	0,20	0,623	0,44	0,331
0,02	0,956	0,21	0,607	0,46	0,313
0,03	0,934	0,22	0,592	0,48	0,296
0,04	0,913	0,23	0,578	0,50	0,280
0,05	0,892	0,24	0,558	0,60	0,209
0,06	0,872	0,25	0,549	0,70	0,154
0,07	0,852	0,26	0,535	0,80	0,112
0,08	0,832	0,27	0,522	0,90	0,0803
0,09	0,813	0,28	0,509	1,00	0,0568
0,10	0,794	0,29	0,496	1,10	0,0396
0,11	0,775	0,30	0,483	1,20	0,0272
0,12	0,757	0,32	0,458	1,30	0,0184
0,13	0,739	0,34	0,434	1,40	0,0122
0,14	0,721	0,36	0,412	1,50	0,0080
0,15	0,704	0,38	0,391	2,00	0,00076
0,16	0,687	0,40	0,370	2,50	0,000043
0,17	0,670	0,41	0,359		
0,18	0,654				

Таблица функций $\Phi(\lambda) = \operatorname{erf}\lambda$ и $\operatorname{erfc}\lambda$

$$\Phi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\lambda} e^{-\lambda^2} d(\lambda); \quad \operatorname{erfc}\lambda = 1 - \Phi(\lambda)$$

λ	erf (λ)	erfc (λ)	λ	erf (λ)	erfc (λ)	λ	erf (λ)	erfc (λ)
0,00	0,000	1,000	0,41	0,438	0,562	0,81	0,748	0,252
0,01	0,011	0,989	0,42	0,448	0,552	0,82	0,754	0,246
0,02	0,023	0,977	0,43	0,457	0,543	0,83	0,760	0,240
0,03	0,034	0,966	0,44	0,466	0,534	0,84	0,765	0,235
0,04	0,045	0,955	0,45	0,476	0,524	0,85	0,771	0,229
0,05	0,056	0,944	0,46	0,485	0,515	0,86	0,776	0,224
0,06	0,067	0,933	0,47	0,494	0,506	0,87	0,781	0,219
0,07	0,079	0,921	0,48	0,503	0,497	0,88	0,787	0,213
0,08	0,090	0,910	0,49	0,512	0,488	0,89	0,792	0,208
0,09	0,101	0,899	0,50	0,520	0,480	0,90	0,797	0,203
0,10	0,113	0,887	0,51	0,529	0,471	0,91	0,802	0,198
0,11	0,124	0,876	0,52	0,538	0,462	0,92	0,807	0,193
0,12	0,135	0,865	0,53	0,547	0,453	0,93	0,812	0,188
0,13	0,146	0,854	0,54	0,555	0,445	0,94	0,816	0,184
0,14	0,157	0,843	0,55	0,563	0,437	0,95	0,821	0,179
0,15	0,168	0,832	0,56	0,572	0,428	0,96	0,825	0,175
0,16	0,171	0,829	0,57	0,580	0,420	0,97	0,830	0,170
0,17	0,190	0,810	0,58	0,588	0,412	0,98	0,834	0,166
0,18	0,201	0,799	0,59	0,596	0,404	0,99	0,839	0,161
0,19	0,211	0,789	0,60	0,604	0,396	1,00	0,843	0,157
0,20	0,223	0,777	0,61	0,612	0,388	1,05	0,862	0,138
0,21	0,234	0,766	0,62	0,619	0,381	1,10	0,880	0,120
0,22	0,244	0,756	0,63	0,627	0,373	1,15	0,897	0,104
0,23	0,255	0,745	0,64	0,635	0,365	1,20	0,910	0,090
0,24	0,266	0,734	0,65	0,642	0,358	1,25	0,923	0,077
0,25	0,276	0,724	0,66	0,649	0,351	1,30	0,934	0,066
0,26	0,287	0,713	0,67	0,657	0,343	1,35	0,944	0,056
0,27	0,297	0,703	0,68	0,664	0,336	1,40	0,952	0,048
0,28	0,308	0,692	0,69	0,671	0,329	1,45	0,960	0,040
0,29	0,318	0,682	0,70	0,678	0,322	1,50	0,966	0,034
0,30	0,329	0,671	0,71	0,685	0,315	1,60	0,976	0,024
0,31	0,339	0,661	0,72	0,691	0,309	1,70	0,984	0,016
0,32	0,349	0,651	0,73	0,698	0,302	1,80	0,989	0,011
0,33	0,359	0,641	0,74	0,705	0,295	1,90	0,9928	0,0072
0,34	0,369	0,631	0,75	0,711	0,289	2,00	0,99532	0,00468
0,35	0,379	0,621	0,76	0,718	0,282	2,10	0,99702	0,00298
0,36	0,389	0,611	0,77	0,724	0,276	2,20	0,99814	0,00186
0,37	0,399	0,601	0,78	0,730	0,270	2,30	0,99886	0,00114
0,38	0,409	0,591	0,79	0,736	0,264	2,40	0,99931	0,00069
0,39	0,419	0,581	0,80	0,742	0,258	2,50	0,99959	0,00041
0,40	0,428	0,572						

Таблица функции $P(\lambda) = \mathrm{ierfc}(\lambda) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\lambda^2} - \lambda \operatorname{erfc} \lambda$

λ	$P(\lambda)$	λ	$P(\lambda)$	λ	$P(\lambda)$
0,00	0,564	0,09	0,479	0,18	0,402
0,01	0,554	0,10	0,470	0,19	0,394
0,02	0,544	0,11	0,461	0,20	0,387
0,03	0,535	0,12	0,452	0,21	0,379
0,04	0,525	0,13	0,444	0,22	0,371
0,05	0,515	0,14	0,435	0,23	0,364
0,06	0,506	0,15	0,427	0,24	0,356
0,07	0,497	0,16	0,419	0,25	0,349
0,08	0,488	0,17	0,410	0,26	0,342
0,27	0,335	0,40	0,252	0,66	0,134
0,28	0,328	0,42	0,241	0,68	0,127
0,29	0,321	0,44	0,230	0,70	0,120
0,30	0,314	0,46	0,220	0,75	0,105
0,31	0,308	0,48	0,209	0,80	0,091
0,32	0,301	0,50	0,200	0,85	0,079
0,33	0,295	0,52	0,190	0,90	0,068
0,34	0,288	0,54	0,181	1,00	0,050
0,35	0,282	0,56	0,172	1,20	0,026
0,36	0,276	0,58	0,164	1,40	0,0127
0,37	0,272	0,60	0,156	1,60	0,0058
0,38	0,264	0,62	0,148	1,80	0,0025
0,39	0,258	0,64	0,141	2,00	0,0010

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аккумуляция воды 15
Аналитический метод 50
Атмосферные осадки 177
Баланс влаги в зоне аэрации 155
— грунтовых вод 12
— грунтовых вод водосбора 113
— грунтовых вод по М. М. Крылову 19
— грунтовых вод для элементов потока 107
— напорных и межпластовых вод 83
Балансовый метод 11
Болотный испаритель Б-1000 190
Балансовая схема миграции влаги 163
Балансовые участки 209
Безразмерная величина влагопереноса 134, 136
Вариационно-статические характеристики 171
Весовой лизиметр, применяемый в Нидерландах 200
— почвенный испаритель ВНИГЛ 190
Величина питания грунтовых вод 19, 20, 21
Взвешиваемый лизиметр ГР-80 201
Влагообмен зоны аэрации с атмосферой 157, 158, 159
Влагоперенос 127
Водный баланс зоны аэрации 15
— — по М. М. Крылову 18
— — по М. И. Львович 17
— — по М. А. Великанову 16
— — по Б. И. Куделину 17
— — зоны полного насыщения 15
— — на поверхности 14
Время стабилизации потока 54
Гидравлический почвенный испаритель малой модели 189
Гидравлическая связь между водоносными горизонтами 28
Гидрогеологические параметры 65
Гидродинамический метод 49, 50
Граничные условия 29
— — второго рода 29
Двухмерный в плане поток 89
Дополнительное перетекание вод 60
Задачи воднобалансовых исследований 10, 11, 12, 13
Зона аккумуляции 14
— аэрации 14
— полного насыщения 14
Изменение запасов грунтовых вод 105
Интенсивность перетекания 60
— питания грунтовых вод 78
Интенсивность перетекания 60
— питания грунтовых вод 78
Испарительный бассейн площадью 20 м² 183
Испарение 180
— с водной поверхности 181
Испаритель ПГИ-3000 183
Исследование баланса и динамики влаги в зоне аэрации 12, 155
Инфильтрация атмосферных осадков по Н. Н. Биндеману 22
— осадков по автору 22, 78
Компоненты величины питания грунтовых вод 20
Конструкция наблюдательной скважины 47
Коэффициент влагопроницаемости, влагопроводности 131
— вертикального водообмена 69
— гравитационной водоотдачи 31, 33—35
— диффузивности 131
— пьезопроводности 31
— термодиффузивности 131
— упругой водоотдачи 31
— уровнепроводности 31, 68, 118, 119, 122, 195—197
— фильтрации 31
Критерий Фурье 80
— направления движения вод разной плотности 100

Линейное дифференциальное уравнение 51
Линейный закон изменения коэффициента влагопроницаемости 132
Лизиметрический метод 192
Лизиметрическая установка 192
Метод генетического расчленения гидрографа рек 24, 25
— теплового баланса 184, 185
— турбулентной диффузии 184
— уравнений связи 23
— элементарных балансов 139
Методы определения влажности грунтов 174
Многослойная толща водоносных пород 94
Напорные воды 74
Направления в изучении баланса грунтовых вод 16
Начальный градиент фильтрации 61, 62
Неограниченный поток 43, 51, 58
Неустановившееся движение подземных вод 51, 57
Обобщенный параметр влагопереноса 131
Общий водный баланс 14, 15
— случай неоднородного состава пород 92
Ограниченный поток 43, 55
Одномерный в плане поток 88
Опытные балансовые участки 27
Параметрические створы скважин 40
Парообразная влага 127
Питание грунтовых вод в условиях орошения 19
Погрешности расчета питания грунтовых вод 121—126
Показатели водно-физических свойств грунтов и горных пород 32
Полуограниченный поток 43, 53, 66, 90, 114
Поправочный коэффициент на ограниченность потока влаги 135
Почвенный испаритель ГГИ-500 187
Проблема рационального использования и охраны водных ресурсов 5
Прогноз величин подземного стока 10
Прочносвязанная влага 128
Региональные опорные наблюдательные пункты 206
Регулирование режима подземных вод 9
Разность между притоком и оттоком грунтовых вод 7, 9, 82
Распределение подземных вод разных типов 9
Расчет ресурсов подземных вод 10
Репрезентативные бассейны 206
Рыхлосвязанная влага 128
Свободная влага 128
Семейство систем разностных уравнений 84
Слой местного пополнения подземного стока 103, 104, 105
Случай постепенной смены водопроницаемости пород по вертикали 95
— резкой смены водопроницаемости пород 98
Суммарная величина перетекания 61
Суммарное испарение 181, 184
Схемы неоднородности водоносных толщ пород 41
Температурная поправка по Хазену 144
Уравнения влагопереноса 130
Уравнение связи по М. И. Будыко 184
Условие применимости формул для установившегося движения 88
— устойчивости 85
Функция Гиринского 96
Формирование подземных вод 9

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьянов С. Ф. О водопроницаемости почвогрунтов при неполном их насыщении. — Инж. сб. Ин-та механики АН СССР, 1950, с. 3—14.

Аверьянов С. Ф. Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод. — В кн.: Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. М., 1956, с. 85—447.

Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 323 с.

Аристовский В. В. Гидрометрические сооружения и конструкции. М., Гидрометеоиздат, 1949, 300 с.

Биндеман Н. Н. Определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за режимом грунтовых вод при паводках. М., ВОДГЕО, 1957, 48 с.

Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. (Методическое руководство). М., Госгеолтехиздат, 1963, 203 с.

Бочевер Ф. М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., «Недра», 1968, 325 с.

Бочков А. П. Обоснование метода расчета среднего годового слоя испарения с поверхности суши по уравнению водного баланса. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши, 3—7 августа 1965 г. Валдай, ГГИ, 1966, с. 204—209.

Будаговский А. И. Вшитывание воды в почву. М., Изд-во АН СССР, 1955, 140 с.

Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964, 244 с.

Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоиздат, 1948, 136 с.

Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 304 с.

Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С. Физико-математические основы фильтрации воды. Пер. с англ. М., «Мир», 1971, 452 с.

Великанов М. А. Водный баланс суши. Л. Гидрометеоиздат, 1940, 180 с.

Великанов М. А. Гидрология суши, Изд. 5-е. Л., Гидрометеоиздат, 1964, 403 с.

Владимиров А. Г. Мелиоративная гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1960, 176 с.

Водный баланс и методика расчета режима затопления лиманов Западного Казахстана. Ред. К. И. Смирнов, И. Б. Вольфцун. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 235 с.

Водогрецкий В. Е. Расчет питания грунтовых вод и оценка влияния на него агролесомелиоративных мероприятий. — «Труды ГГИ, 1973, вып. 206», Л., с. 52—91.

Вознесенская Е. Ф. Режим и баланс грунтовых вод вводимых в орошение территорий (на примере Терско-Кумского междуречья). М., «Наука», 1966, 184 с.

Вольфцун И. Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод. Л., Гидрометеоиздат, 1972, 272 с.

Вопросы гидрогеологических прогнозов в связи с ирригацией земель и водоснабжением. — Сб. научных работ. Днепропетровский гос. ун-т, Н.-и. институт геологии. Днепропетровск, 1972, 196 с.

Всеволожский В. А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1973, 88 с.

Ганиев К. Г. Испарение в средней и верхней частях бассейна р. Сырдарьи. Ташкент, Изд-во ФАН Узб. ССР, 1974, 80 с.

Гидродинамические основы изучения режима грунтовых вод и его изменение под влиянием искусственных факторов (метод конечных разностей). М., Изд-во АН СССР, 1960, 190 с. Авт.: Г. Н. Каменский, И. К. Гавич, Н. А. Мясникова, С. М. Семенова.

Гейнц В. А. Подземные воды четвертичных отложений Юго-Западной Ферганы, их режим и баланс в связи с водохозяйственными мероприятиями. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1967, 108 с.

Гиринский Н. К. Некоторые вопросы динамики подземных вод. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М., 1947, сб. 9, с. 3—100.

Гиринский Н. К. К расчету установившегося плоского движения двух потоков подземных вод со свободной поверхностью разной минерализации. — Докл. АН СССР, 1951, т. 80, № 2, с. 181—184.

Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Методы определения потенциала и коэффициентов переноса почвенной влаги. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 356 с.

Голубев В. С., Кузнецов В. И. Обоснование расчетной формулы и методов определения входящих в нее аргументов. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши 3—7 августа 1965 г. ГГИ, Валдай, 1966, с. 96—103.

Грин А. М. Динамика водного баланса Центрально-Черноземного района. М., «Наука», 1965, 146 с.

Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М., Изд-во АН СССР, 1948, 208 с.

Ефимов Г. С. Водный баланс Тедженского оазиса. Ашхабад, «Ылым», 1966, 112 с.

Жернов И. Е. Основные принципы составления расчетных моделей — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., «Недра», 1969, с. 7—14.

Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Л.—М., Гидрометеоиздат, 1946, 148 с.

Зекцер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. М., «Недра», 1968, 104 с.

Исследования водного баланса и его составляющих. — «Труды ГГИ, 1965, вып. 125», 198 с.

Изучение элементов водного баланса, режима и техники орошения. Киргизский НИИВХ АН КиргССР, Фрунзе, 1965, 146 с.

Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1943, 248 с.

Каменский Г. Н. Гидродинамические принципы изучения режима грунтовых вод.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1953, с. 4—12 (ВСЕГИНГЕО).

Кац Д. М. Контроль режима грунтовых вод на орошаемых землях. М., «Колос», 1967, 183 с.

Киселев П. А Исследование баланса грунтовых вод по колебаниям их уровня. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, 202 с.

Киселев П. А. Исследование закономерностей режима грунтовых вод в районе Полесской низменности на основе гидродинамического анализа. — В кн.: Режим и баланс подземных вод. Минск, 1964, с. 5—68.

Киселев П. А. Гидродинамические принципы количественной оценки питания подземных вод на основе анализа их режима на территории Белоруссии. — В кн.: Режим и баланс подземных вод, Минск, 1967, с. 3—92.

Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М., «Недра», 1973, 152 с.

Ковалевский В. С. Основы прогнозов естественного режима подземных вод. М., Стройиздат, 1974, 205 с.

Козлов М. Ф., Шилинская Я. М. Количественная оценка питания грунтовых вод в северной части Припятского Полесья. Минск, «Наука и техника», 1972, 94 с.

Колясев Ф. Е. О факторах движения воды в почве. — «Почвоведение», 1944, № 2—3, с. 80—86.

Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. М., Госгеолтехиздат, 1963, 232 с.

Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 532 с.

Кравченко И. П. К оценке интенсивности инфильтрационного питания потока на модели ЭГДА. — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., 1969, с. 118—124.

Крашин И. И., Ганявин В. В., Орфаниди Е. К. Моделирование процессов тепло- и массопереноса в подземных водах (Методические рекомендации). М., 1974, 91 с. (ВСЕГИНГЕО).

Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, Изд-во ФАН АН УзССР, 1959, 236 с.

Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд-во МГУ, 1960, 344 с.

Кузнецов В. И. Методика расчета испарения с малых водоемов по данным наблюдений на сети испарительных станций. — В кн.: Материалы Междуведомственного

совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши, 3—7 августа 1965. ГГИ, Валдай, 1966, с. 82—95.

Лебедев А. В. Об уточнении результатов определения коэффициента фильтрации в трубке Каменского. — «Разведка недр», 1950, № 5, с. 38—42.

Лебедев А. В. Изучение режима и баланса грунтовых вод по стационарным наблюдениям. — В кн.: Методы исследований и расчетов при инженерно-геологических и гидрогеологических работах. М., Госгеолтехиздат, 1951, с. 150—171.

Лебедев А. В. Экспериментальный метод изучения испарения грунтовых вод и их питания за счет инфильтрации атмосферных осадков в естественных условиях. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1953, с. 19—27 (ВСЕГИНГЕО).

Лебедев А. В. Об использовании результатов изучения баланса грунтовых вод и влажности в зоне аэрации для прогноза уровней этих вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1956, № 14, с. 65—77.

Лебедев А. В. Определение параметра μ по данным стационарных наблюдений за влажностью грунтов зоны аэрации. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1957а, № 15, с. 50—61.

Лебедев А. В. Прогноз изменения уровня грунтовых вод на орошаемых территориях (гидрогеологические расчеты). М., Госгеолтехиздат, 1957б, 176 с.

Лебедев А. В. Применение гидродинамического метода исследования режима грунтовых вод к изучению формирования подземного стока. — Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, т. IX. Л., 1959, с. 214—224.

Лебедев А. В. Определение коэффициента уровнепроводности по данным стационарных наблюдений за режимом грунтовых вод. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 7, с. 38—43.

Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1963, 192 с.

Лебедев А. В. Сравнительная оценка достоверности наблюдений за элементами баланса грунтовых вод по лизиметрам. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы 30/VII—3/VIII. 1963 г., Валдай, ГГИ, 1964, с. 255—273.

Лебедев А. В., Добровольская Н. Д. Методические указания по применению лизиметров для изучения элементов баланса грунтовых вод. М., 1961, 62 с. (ВСЕГИНГЕО).

Лебедев А. В., Зекцер И. С. Методические указания по проектированию работ, связанных с изучением режима и баланса подземных вод на репрезентативных бассейнах Международного гидрологического десятилетия (типовые программы). М., ВСЕГИНГЕО, 1967, 65 с.

Лебедев А. В. Анализ процесса питания грунтовых вод неглубокого залегания. Тематический сборник. 1970, вып. 25, с. 4—33 (ВСЕГИНГЕО).

Лебедев А. В., Семенов С. М., Фрейдина Н. Н. Методические рекомендации по изучению баланса и режима подземных вод в условиях взаимосвязи водоносных горизонтов. М., ВСЕГИНГЕО, 1971, 162 с.

Лебедев А. В., Ярцева Е. Н. Оценка питания и баланса грунтовых вод по данным о режиме их в отдельных пунктах юго-востока европейской части СССР и Северного Казахстана. М., «Недра», 1967, 172 с.

Лебедев А. В. Формирование баланса грунтовых вод на примере малого водосбора лесной зоны. М., «Недра», 1972, 160 с.

Лебедев А. В. Методические рекомендации по изучению режима и баланса влаги в зоне аэрации в целях составления прогноза питания грунтовых вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1972, 115 с.

Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М., Изд-во АН СССР, 1936, 316 с.

Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967, 600 с.

Львович М. И. Водный баланс СССР и его преобразование. М., «Наука», 1969, 588 с.

Лялько В. И., Шнейдерман Г. А. Формирование и прогноз ресурсов подземных вод засушливых районов (экспериментальные исследования). Киев, «Наукова думка», 1965, 187 с.

Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М., «Колос», 1970, 232 с.

Материалы Межведомственного совещания по мелиоративной гидрогеологии и инженерной геологии. ММ ВХ СССР, МГ СССР, вып. 2. Куйбышев, «Волжская коммуна», 1972, 421 с.

Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений, 2—6 августа 1966 г. ГГИ. Валдай, 1966, 545 с.

Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Ред. М. Е. Альтовский, А. А. Коноплянцев. М., Госгеолтехиздат, 1954, 196 с.

Методические указания управлениям гидрометеослужбы ГГИ. Л., Гидрометеоиздат, 1957, № 48, 84 с.

Методические указания управлениям гидрометеослужбы. Расчет водного баланса речных бассейнов. ГГИ. Валдай, 1966, № 73, 30 с.

Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000. М., «Недра», 1968, 176 с.

Методические указания управлениям гидрометеослужбы. Производство комплексных воднобалансовых наблюдений на пунктах опорной сети. Ред С. И. Харченко. Л., Гидрометеоиздат, 1973, № 84, 160 с.

Методическое руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства. Союзводпроект ММиВХ СССР, 1972, вып. 2, 200 с.

Методы фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем. М., «Колос», 1970, 440 с. Авт.: С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, Б. А. Глейзер, Г. А. Разумов, В. К. Рудаков, В. С. Саркисян, Б. С. Шержуков.

Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса. М., Изд-во АН СССР, 1960, 487 с.

Наставления гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 6. Гидрологические наблюдения на речных станциях, ч. II. Наблюдения на малых реках. Л.—М., Гидрометеоиздат, 1945, 98 с.

Наставления гидрогеологическим станциям и постам, ч. 2. Наблюдения над испарением с водной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1961, вып. 7.

Нерпин В. С., Чудновский А. Ф. Физика почвы. М., «Наука», 1967, 584 с.

Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1969, 368 с. Авт.: Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков.

Пашковский И. С. Теоретические основы влагопереноса в зоне аэрации. МГД, цикл лекций: Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, 1971, с. 56—80.

Пашковский И. С. Методы определения инфильтрационного питания по расчетам влагопереноса в зоне аэрации. Изд-во МГУ, 1973, 119 с.

Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., Госиздат технико-теорет. лит., 1952, 676 с.

Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., «Недра», 1969, 224 с.

Проект технических указаний по расчету испарения с водной поверхности. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши», 3—7 августа 1965 г., Валдай, ГГИ, 1966, с. 6—81.

Проект технических указаний по расчету испарения с поверхности суши. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши, 3—7 августа 1965 г., Валдай, ГГИ, 1966, с. 118—203.

Пушкарев В. Ф., Субботин А. С. О состоянии, перспективах и плане развития лизиметрических исследований в СССР. — В кн.: Материалы Междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы, 30/VII—3/VIII, 1963 г., Валдай, ГГИ, 1964, с. 245—254.

Рахманов В. В. Влияние лесов на водность рек в бассейне верхней Волги. — «Труды Гидрометеоцентра СССР», Л., 1971, вып. 88, 175 с.

Рахманов В. В. Речной сток и агротехника. — «Труды Гидрометеоцентра СССР, 1973, вып. 114, 200 с.

Репрезентативные и экспериментальные бассейны. Международное руководство по исследованиям и практике. Ред. К. Тоубс, В. Урываев. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 428 с.

Режим осушения и методика полевых исследований. ВАСХНИЛ. Отделение гидротехники и мелиорации. Ред. С. Ф. Аверьянов. М., «Колос», 1971, 240 с.

Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952, 456 с.

Роде А. А. Методы изучения водного режима почв. М., Изд-во АН СССР, 1960, 244 с.

Руководство по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, ч. II. Наблюдения над испарением градиентным методом. ГГО ГУГМС СССР. Ред. Т. А. Огнева. Л., Гидрометеоиздат, 1957, 60 с.

Руководство по производству наблюдений над испарением с сельскохозяйственных полей, ч. I. Наблюдения над испарением методом почвенных испарителей. ГГИ ГУГМС СССР. Ред. В. Ф. Пушкарев. Л., Гидрометеоиздат, 1957а, 110 с.

Руководство по изучению режима и баланса подземных вод в речных бассейнах. МГД. М., 1968, 255 с. (ВСЕГИНГЕО).

Слядиев А. Ф. Методы изучения баланса грунтовых вод. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1961, 130 с.

Струзер Л. Р. О применении почвенных испарителей на сельскохозяйственных полях в зоне недостаточного увлажнения. — Труды ГГИ, вып. 48 (102). Л., 1955, с. 87—112.

Тезисы докладов IV Всесоюзного гидрологического съезда. Секция гидрофизики. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 46 с.

То же. Секция водного баланса и расчетов стока. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 86 с.

Термодинамика почвенной влаги. Пер. и ред. А. М. Глобуса. Л., Гидрометеоиздат, 1966, 437 с.

Ткаченко К. Д. Баланс влаги в зоне аэрации. Киев, «Наукова думка, 1965, 144 с.

Ткачук В. Г. Определение проходной части баланса грунтовых вод по сезонным колебаниям их уровня. — «Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР», т. 2. М.—Л., 1949, с. 183—193.

Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Пер. с франц. Л., Гидрометеоиздат, 1958, 228 с.

Уорсинг А., Геффнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1953, 346 с.

Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Л., Гидрометеоиздат, 1953, 232 с.

Харченко С. И., Тищенко П. В. О методике лизиметрических исследований на орошаемых землях. — «Труды ГГИ», 1965, вып. 125, с. 58—68.

Харченко С. И. Основные положения программы комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений, методики расчета водного баланса и характеристик влагообеспеченности сельскохозяйственных полей (лекция). — В кн.: Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений, 2—6 августа 1966 г. Валдай, ГГИ, 1966, с. 233—292.

Харченко С. И. Расчет водного баланса сельскохозяйственных полей (лекция). Там же, с. 293—314.

Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 246 с.

Ходжибаев Н. Н., Алимов М. С. Региональный водно-солевой баланс Голодной степи. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1966, 88 с.

Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Пер. с англ. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 428 с.

Чубаров В. Н. Метод оценки питания грунтовых вод путем исследования влагопереноса в зоне аэрации. — Информационное сообщение, серия «Гидрогеология и инженерная геология». М., 1968, № 4, 9 с. (ВИЭМС).

Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. М., Госиздат технико-теорет. лит., 1954, 444 с.

Шаманский В. В. Применение ЭЦВМ для расчета характеристик фильтрационных потоков на больших площадях. — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., «Недра», 1969, с. 187—197.

Шебеко В. Ф. Испарение с болот и баланс почвенной влаги. Минск, «Урожай», 1965, 394 с.

Шестаков В. М. О решении задач плановой фильтрации на бумажных моделях ЭГДА.— В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., 1969, с. 14—21.

Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959, 468 с.

Ground - water studies. An international guide for research and practice. A contribution to the International Hydrological Decade. Unesco, Paris, 1972.

Seminar bilans podzemnih voda. Jugoslovenski komitet za Medunarodnu Hidrološku Deceniju. Beograd, 20/XII 1966—10/I 1967.

World water baeance. Proceedings of the Reading Symposium July 1970, vol. 2, IASH—Unesco—WMO. Gentbrugge. Paris—Genêve, 1972.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Глава первая. **Теоретические и практические задачи изучения баланса подземных вод** 9

Глава вторая. **Основные направления в изучении баланса грунтовых вод** 14

Глава третья. **Требования, предъявляемые к подготовительным работам для постановки исследований баланса грунтовых вод** 27

Изучение природных условий района исследований 27
Сведения о факторах режима и баланса грунтовых вод 30
Изучение водно-физических свойств водоносных пород и почвогрунтов зоны аэрации 31
Выбор схем расположения скважин для наблюдения за режимом подземных вод . . . 38
Оборудование наблюдательных пунктов 46

Глава четвертая. **Гидродинамический анализ режима подземных вод и составление их баланса по данным стационарных наблюдений за их режимом** 49

Аналитический метод 50
Неустановившееся движение подземных вод в отсутствие перетекания их в подстилающие водоносные горизонты 51
Неустановившееся движение подземных вод в условиях перетекания их через раздельные слои пород 57
Определение гидрогеологических параметров по колебанию уровня подземных вод 65
Определение интенсивности питания и других элементов баланса грунтовых вод 78
Метод конечных разностей 44
Определение интенсивности питания грунтовых вод при различных условиях их движения 86
Определение подземного притока и оттока грунтовых вод 102
Расчет изменения запасов грунтовых вод 103
Составление баланса грунтовых вод для элементов потока 107
Составление баланса грунтовых вод для участков водосбора и бассейнов рек 113
Применение метода конечных разностей к расчету гидрогеологических параметров 118
Оценка погрешности расчета питания грунтовых вод по данным режимных наблюдений 121

Глава пятая. **Исследование влагопереноса и баланса влаги в зоне аэрации** 127

Влагоперенос в зоне аэрации 127
Виды воды в ненасыщенных породах и механизмы ее движения 127
Основные уравнения влагопереноса и их решение 130
Определение параметров влагопереноса по данным наблюдений за режимом влаги в зоне аэрации 139
Анализ процесса миграции влаги в зоне аэрации и определение его составляющих 144
Баланс влаги в зоне аэрации 155
Расчет баланса взаги 156
Определение суммарного испарения 159
Пример расчета баланса влаги в зоне аэрации 160
Балансовая схема миграции влаги 163
Методика изучения влажности почвогрунтов 169

Глава шестая. **Методы экспериментального определения элементов водного баланса** 177

Атмосферные осадки 177
Испарение 180
Инфильтрация осадков, испарение грунтовых вод и подземный сток (лизиметрический метод) 192
Лизиметрическая установка системы автора 192
Весовой лизиметр, применяемый в Нидерландах 200
Взвешиваемый лизиметр ГР-80 конструкции ГГИ 201

Глава седьмая. **Рекомендации по организации и проведению воднобалансовых исследований** 205

Общие положения 205
Региональные опорные наблюдательные пункты и репрезентативные бассейны . . . 206
Балансовые участки 209
Заключение 211
Приложения 213

Предметный указатель 215
Список литературы 217

Анатолий Викторович Лебедев

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Издание второе, переработанное и дополненное

Редактор издательства *А. И. Панова*
Переплет художника *А. Я. Гладышева*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *В. В. Максимова*
Корректор *Н. А. Громова*

Сдано в набор 24/VII 1975 г.
Подписано в печать 16/XII 1975 г.
Т-21510. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 14,0.
Усл. п. л. 18,2. Уч.-изд. л. 18,36. Тираж 3800 экз.
Заказ № 430/5118-2. Цена 2 р. 19 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
Государственного комитета Совета Министров
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.