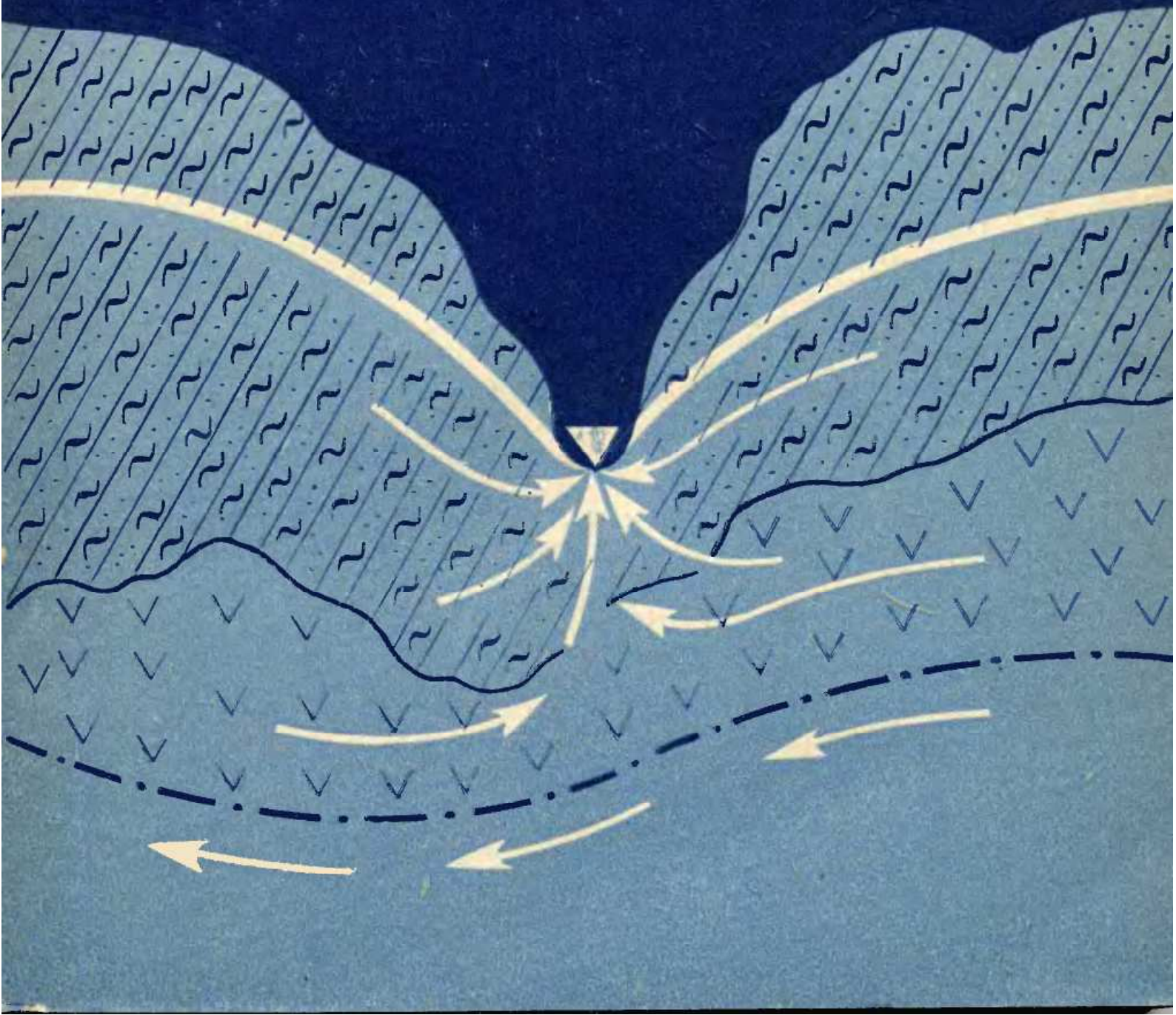
Библиотека СОК

А. В. ЛЕБЕДЕВ

Оценка баланса подземных вод



А. В. ЛЕБЕДЕВ

Оценка баланса подземных вод



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.22
Л33
УДК 556.3

Рецензент д-р геол.-минер. наук *В. А. Всеволожский*

Лебедев А. В.
Л33 Оценка баланса подземных вод.— М.: Недра, 1989.— 174 с.: ил.
ISBN 5-247-00513-9

Изложены методы изучения и оценки баланса подземных вод на разных стадиях разведки (предварительной, детальной, эксплуатационной), показаны пути дальнейшего развития этих методов. Определены задачи стадийного изучения баланса подземных вод, рассмотрены сущность применяемых методов, их решения, предложены модификации некоторых из них. Приведены методические указания по расчету питания, стока и баланса подземных вод.

Для гидрогеологов, гидрологов и гидромелиораторов.

Л $\frac{1804080000—135}{043(01)—89}$ 130—89 **ББК 26.22**

© Издательство «Недра», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная работа посвящена рассмотрению методов оценки питания подземных вод сверху, их перетекания по вертикали и подземного стока, которые базируются на региональной динамике вод, закономерностях их режима и запросах отраслей народного хозяйства (в связи с водоснабжением, орошением и осушением земель, охраной вод от загрязнения и истощения и т. п.)

Широкий охват территории СССР режимными наблюдениями требует более строгого обоснования применимости и освещения вновь разработанных методов оценки баланса подземных вод, а также решения ряда других методических вопросов, например, таких, как экстраполяция расчетных элементов баланса по площади, оценка погрешностей расчета питания вод по режимным данным, возможность применения приближенных методов оценок, выбор методов исследования баланса подземных вод на разных стадиях его изучения и т. д.

Оценка баланса подземных (грунтовых и межпластовых) вод производится на основе результатов стационарного изучения процессов формирования отдельных элементов этого баланса как в естественных, так и в нарушенных деятельностью человека условиях. Такое изучение проводится на отдельных ключевых (расчетных) участках, автономных опытных площадках, балансовых опорных и экспериментальных участках, на репрезентативных речных водосборах и в пределах крупных регионов.

В зависимости от практических задач изучения баланса подземных вод (в целях водоснабжения, орошения, осушения земель, обоснования гидромелиорации почв, гидротехнического, промышленного и гражданского строительства и т. п.), а также специфики природных условий применяются разные методы изучения элементов баланса грунтовых и межпластовых вод. При этом для выбора методов изучения главную роль играют гидрогеологическое строение местности и характер природных и искусственных факторов.

Предварительный анализ природных и техногенных условий, влияние которых всегда отражается на режиме подземных вод (изменение во времени напоров или уровней, дебитов их, а также температуры и химического состава вод), должен выявить оптимальную расчетную схему (модель) формирования баланса подземных вод. Указанные модели служат обоснованием содержания натурного изучения элементов баланса подземных вод.

В число известных широко применяемых методов изучения баланса грунтовых вод входят: 1) общеводно-балансовый; 2) ли-

зиметрический; 3) гидродинамические; 4) комплексный (основанный на гидродинамическом анализе режима подземных вод и динамики влаги в зоне аэрации) и др.

Учитывая широкие возможности метода гидродинамического анализа режима подземных вод в решении задач по определению гидрогеологических параметров, величин питания и стока этих вод и возможность замкнуть этот баланс на расчетных участках, основываясь лишь на результатах стационарных наблюдений за режимом вод и теории неустановившегося движения, автор акцентирует свое внимание главным образом на этом методе.

Оценка баланса подземных вод требует от стационарных наблюдений знания режима подземных вод за период не менее одного годового, а лучше примерно 11-летнего цикла с учетом многолетней цикличности режима подземных вод [4].

При оценке баланса подземных вод по режимным данным вычисляют: положительное питание грунтовых вод — инфильтрацию осадков и поливных вод, отрицательное питание — расход их в зону аэрации и на суммарное испарение; перетекание грунтовых вод в смежные по вертикали водоносные пласты пород и сток в горизонтальном направлении за расчетное время. Кроме режимных данных очень важно определить параметр μ — недостаток насыщения пород или водоотдачи тех же пород в пределах высоты изменения уровня грунтовой воды и подпертой капиллярной каймы.

В системе проведения комплексных водно-балансовых исследований оценка баланса (определение его элементов и замыкание баланса) представляет собой заключительную стадию изучения, которая зависит от принятой расчетной схемы (модели процесса формирования баланса). Рассматривая методы оценки баланса подземных вод, автор, по существу, анализирует наиболее широко распространенные модели формирования этого баланса.

Цель данной работы — расширить число методов расчетов питания и стока подземных вод по территории СССР, исходя из данных режимных наблюдений, и выявить региональные количественные связи элементов баланса с ведущими гидрометеорологическими и антропогенными факторами. Такие связи весьма необходимы для прогноза изменения и управления режимом подземных вод.

Из рассмотрения моделей формирования баланса вытекают и методические рекомендации по дальнейшему совершенствованию методов изучения процессов пополнения и расходования подземных вод.

Данная работа — итог многолетних исследований автора по проблеме формирования баланса и режима подземных вод как в научно-методическом, так и в практическом направлении (для

удовлетворения запросов разведки и эксплуатации подземных вод, мелиорации земель и гидротехнического строительства). Главными при этом являются методы проведения натурных изучений процессов формирования подземных вод в различных природных условиях. Основы теории и методов исследования динамики подземных вод были заложены: Г. Н. Каменским, Ф. П. Саваренским, О. К. Ланге, И. К. Гавич. Для развития общеводно-балансового направления автор пользовался работами: О. В. Попова, М. А. Великанова, В. А. Урываева, С. И. Харченко, М. М. Крылова, А. Ф. Сляднева, Н. Н. Ходжибаева и других, а при изучении режима вод в естественных и нарушенных условиях — работами и советами Ф. М. Бочевера, Н. Н. Биндемана, М. Е. Альтовского, Д. М. Каца, Б. С. Маслова, Л. С. Язвина, А. А. Коноплянцева и др.

Глава 1
НАЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Оценка баланса подземных вод — количественное определение его элементов, представляющих собой приход или расход масс воды, обусловливающих накопление или убыль водных запасов в балансовой области за расчетный промежуток времени. Такая оценка требует изучения режима подземных вод с широким применением теории неустановившегося движения.

Гидрогеологические исследования, проводимые в естественных условиях для познания закономерностей формирования и распределения во времени и в пространстве подземных вод, а также для определения условий эксплуатации или управления их режимом, подразделяются на три основные стадии (этапы): 1) поиски; 2) разведка, 3) экспериментальные исследования в условиях эксплуатации.

Первая стадия исследований (поиски) проводится для обоснования схем строительства и технико-экономических докладов (ТЭД) с целью выявления перспективных водоносных горизонтов, способных удовлетворить потребность хозяйства в подземной воде. На этой стадии проводятся: гидрогеологические обследования, комплексные геологические и гидрогеологические съемки в мелком масштабе, проходка одиночных гидрогеологических скважин и геофизические работы в небольшом объеме.

На стадии поисков ведутся кратковременные наблюдения за естественными колебаниями уровня (напора), дебитом, температурой и химическим составом подземных вод с помощью скважин и колодцев. По данным таких наблюдений, в течение года или сезона можно вычислить в первом приближении величину питания грунтовых вод [4]. На этой стадии следует обосновать необходимость региональной сети наблюдательных скважин и водомерных постов на реках, озерах и каналах, а также частично оборудовать их для последующих наблюдений.

Для предварительной оценки баланса подземных вод используются результаты наблюдений за режимом вод в смежных и аналогичных районах, где указанные наблюдения уже организованы.

Вторая стадия исследований (разведка) проводится для оценки естественных ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод с целью обоснования проектов водоснабжения

или проектных заданий на строительство гидромелиоративных систем при орошении или осушении земель и т. п.

Кроме детальных гидрогеологических съемок на данной стадии выполняются опытные работы, например опытные гидрогеологические откачки, лабораторные и полевые фильтрационные исследования, тщательно изучаются условия эксплуатации водоносных горизонтов, возможность их загрязнения и способы защиты от него.

За основным (для водоснабжения) и смежным с ним водоносными горизонтами организуются режимные наблюдения. Наблюдательные скважины закладываются как в естественных, так и в нарушенных условиях. Они должны обеспечить детальное изучение режима подземных вод и расчет их баланса на расчетных участках и на больших площадях водосборов.

Разведка подземных вод, в свою очередь, подразделяется на предварительную и детальную в зависимости от сложности природных условий, стадии проектирования и категории строительства.

Результаты режимных наблюдений, проведенных в течение года и более, используются для расчета гидрогеологических параметров (например, емкостный параметр μ, коэффициент уровнепроводности *a* и т. п.), а главное — для определения величин питания подземных вод сверху, их перетекания по вертикали, испарения и стока по горизонтали. Все это используется при составлении баланса подземных вод в естественных и нарушенных условиях, что позволяет детально исследовать процессы формирования подземных вод и их режим на выбранных территориях.

Стадия экспериментальных исследований при эксплуатации проводится с целью уточнения гидрогеологических параметров и элементов баланса подземных вод в районах крупных и сложных водозаборов. Эти исследования необходимы для обоснования прогноза условий многолетней работы указанных водозаборов, защиты их от загрязнения, преждевременного истощения запасов вод и т. п. На этой стадии проводятся исследования в условиях эксплуатации крупных и больших по площади гидромелиоративных систем при орошении и осушении земель с целью уточнения прогнозов режима вод. Особенно они нужны при расширении или реконструкции оросительной сети, дренажных сооружений и т. п.

Кроме систематических режимных наблюдений по сетям скважин, оборудованных на первой и второй стадиях исследований, на третьей стадии расширяют сеть режимных наблюдений за искусственными факторами, например: за депрессиями напоров подземных вод, дебитом откачиваемых скважин, изменением качества и количества вод по сезонам года, а иногда и в течение ряда лет.

На орошаемых территориях ведутся наблюдения за элементами водного и солевого баланса грунтовых вод, изменениями этих балансов под влиянием расширения оросительных и дренажных систем, а также за водоподачей на орошение, дренажным стоком и неблагоприятными последствиями мелиораций — вторичным засолением почв и заболачиванием земель.

В районах действия крупных водозаборных сооружений или орошения и осушения выбираются типичные опытные балансовые участки для проведения детальных водно-балансовых исследований. По специальным программам организуются наблюдения за инфильтрацией осадков, поливных вод, потерей части речного стока, испарением, динамикой и балансом влаги в зоне аэрации, дренажным стоком и т. д.

В результате работ на стадии экспериментальных исследований уточняются эксплуатационные запасы пресных вод, а также оптимальные типы водозахватных сооружений, дрен и режим их эксплуатации.

Переходя к конкретным задачам оценки баланса подземных вод на разных стадиях, необходимо подчеркнуть единство понятий режима и баланса подземных вод.

Режим подземных вод — порядок изменения во времени количества и качества этих вод в конкретной природной и водохозяйственной обстановке. Баланс подземных вод количественно выражает собой комплексный процесс формирования этих вод, при этом он требует достоверных знаний о размерах и последовательности воздействия на изучаемые воды таких процессов, как инфильтрация осадков, поливных вод с поверхности, испарение с уровня грунтовых вод, перетекание по вертикали, горизонтальный сток воды в водоносном горизонте, а также генетические взаимосвязи подземных и поверхностных вод. Для интерпретации естественного режима и баланса необходимы знания о природных факторах, таких, как гидрогеологические, гидрологические и метеорологические условия, а для анализа нарушенного режима и баланса — об естественных и искусственных факторах. К искусственным факторам относятся: водоотбор из эксплуатационных скважин, приводящий к местным и районным понижениям напоров воды; водоподача на орошение; дренажный сток и т. п.

Для оценки баланса подземных вод на изучаемой территории необходимо:

1) знание общих гидрогеологических условий района (наличие карт водоносных горизонтов, гидрогеологических разрезов и профилей);

2) наличие данных о режимных наблюдениях за колебанием уровня грунтовых и напорных вод в виде годовых ведомостей срочных наблюдений и хронологических графиков изменения элементов режима как в естественных, так и в нарушенных

условиях, а также за ходом изменения во времени гидрологических, метеорологических и водохозяйственных факторов;

3) установление количественных связей режима подземных с режимом поверхностных вод, колебанием метеорологических факторов и изменением во времени искусственных факторов;

4) знание региональной (для крупных территорий) и локальной (на расчетных участках) динамики подземных вод (карты гидроизогипс, гидроизопьез, глубин до воды, водопроводимости водоносных горизонтов и т. д.);

5) знание параметров водоносных пород и грунтов зоны аэрации, которые в последующем должны уточняться по режимным данным;

6) проведение гидродинамического анализа режима уровня грунтовых и напора межпластовых вод с составлением их баланса по месяцам, сезонам года, годам и многолетиям;

7) знание элементов общего водного баланса на поверхности, в зоне аэрации по участкам и гидрогеологическим регионам (осадки, испарение, водоподача на орошение, речной и дренажный сток и др.);

8) интерпретация и увязка расчетных балансов подземных вод с общим водным балансом речных водосборов;

9) картографирование элементов баланса грунтовых и межпластовых вод основных водоносных горизонтов (инфильтрационного питания сверху, испарения грунтовых вод, вертикального водообмена грунтовых потоков с подстилающими водоносными горизонтами, горизонтального подземного стока).

Перечисленные требования действительны для всех стадий гидрогеологических исследований, которые различаются между собой главным образом глубиной проработки и детальностью изучения. Последнее требование включает в себя отображение итогов предшествующих исследований, проведенных в данном или смежных регионах, и одновременно совпадает с формулировкой результата, ожидаемого от регионального изучения баланса подземных вод в целом.

Все конкретные задачи изучения баланса и режима подземных вод можно объединить в две группы: региональные и специальные.

Первые из них охватывают крупные территории — бассейны средних (до 50 000 км^2) и крупных (более 50 000 км^2) рек, вторые возникают на малых водосборах площадью не более 1000 км^2; различаются они глубиной и направленностью изучения элементов водного баланса.

На стадии поисков выполняют следующие исследования регионального характера:

1) типизацию водных балансов и составление предварительной характеристики основных элементов баланса грунтовых вод (питание сверху, испарение их и сток в зону аэрации,

горизонтальный и вертикальный стоки или подток снизу напорных вод) по ключевым или расчетным участкам региональных створов наблюдательных скважин, пересекающих геоморфологические районы по направлению потока вод;

2) определение важнейших гидрогеологических параметров (коэффициент уровнепроводности грунтового потока, водоотдача, недостаток насыщения и т. д.) по режимным данным при пересечении региональным створом наблюдательных скважин рек, каналов, крупных озер и водохранилищ в прибрежных зонах;

3) картографирование основных элементов баланса грунтовых вод с использованием корреляционных связей расчетных элементов баланса грунтовых вод с мощностью зоны аэрации, речным стоком и метеорологическими факторами [5];

4) систематизацию и обобщение результатов ранее проведенных исследований режима и баланса грунтовых и напорных вод в данном и смежных с ним регионах для выбора значений параметров μ (водоотдача пород или недостаток их насыщения), коэффициентов фильтрации пород, уровнепроводности потоков вод и т. п. для балансовых расчетов;

5) обоснование состава и конструкции сети наблюдательных скважин и водомерных постов на открытых водотоках и водоемах для последующих длительных режимных наблюдений.

Главный результат регионального изучения баланса подземных вод — выявление общих закономерностей формирования питания и стока подземных вод как в естественных, так и в регионально нарушенных условиях. Эти результаты являются основанием для планирования дальнейших поисков и разведки пресных подземных вод.

Содержание исследований специального назначения, которые выполняются для удовлетворения локальных запросов народного хозяйства, а также для научно-методических целей, определяется спецификой проектов водохозяйственных систем и инженерных сооружений, их воздействием на подземные воды при эксплуатации, а также необходимостью защиты геологической среды от загрязнения и преждевременного истощения запасов пресных подземных вод. Основные этапы специальных исследований приурочиваются к стадиям разведки и эксплуатации вод и сооружений.

В области водоснабжения специальное изучение баланса подземных вод выполняется преимущественно на стадии разведки и включает: 1) детальную оценку процесса формирования баланса грунтовых и напорных вод как в условиях естественного, так и нарушенного режима; 2) расчеты эксплуатационных запасов подземных вод и выявление генетических связей естественного и нарушенного режима и баланса этих вод с режимом водоотбора и другими факторами; 3) расчеты гидро-

геологических параметров в нарушенных условиях и прогноз их изменения в процессе эксплуатации; 4) оценку защищенности подземных вод от загрязнения и преждевременного истощения ресурсов вод; 5) выявление сезонной, годовой и многолетней изменчивости величин питания подземных вод сверху, а также перетекания напорных вод по вертикали; 6) оценку гидравлической роли граничных условий в процессе эксплуатации водоносных горизонтов.

В районах орошения в засушливых зонах и районах осушения при избыточном увлажнении исследования баланса подземных вод включают: 1) районирование территорий по условиям инфильтрации осадков и поливных вод, испарению грунтовых вод, вертикальному подтоку напорных вод и подземному стоку, предопределяющим мелиоративное состояние земель; 2) обоснование режимов орошения и осушения земель; 3) обоснование мелиоративных мероприятий по борьбе с вторичным засолением почв и заболачиванием; 4) прогноз изменения режима грунтовых вод при реконструкции существующих и в условиях проектирования дополнительных мелиоративных систем; 5) систематический контроль за режимом подземных вод с помощью постоянной наблюдательной сети и водно-балансовой оценки текущего состояния земель и т. д.

При этом 2-й и 3-й пункты исследований выполняются совместно с изучением динамики водорастворимых солей в зоне аэрации, их баланса и другими почвенно-мелиоративными исследованиями.

Специальные балансовые исследования проводятся на опытных балансовых участках, площадках и в опорных пунктах, размещенных в пределах мелиоративных систем и за их пределами. Размеры балансовых участков — от нескольких до 300 га и более.

Специальные балансовые исследования, подобные рассмотренным, предусматриваются отдельно для гидротехнического строительства, лесомелиоративных мероприятий, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, на урбанизированных территориях и т. п. [4, 7].

Кроме опытных балансовых участков с определенными условиями эксплуатации сооружений и нарушенным режимом вод, специальные исследования проводят на опорных региональных ключевых балансовых участках или научно-методических стационарах.

Назначение балансовых участков заключается в следующем: 1) систематическое определение большинства элементов водного, теплового и солевого балансов основных водоносных горизонтов при естественном и регионально нарушенном режимах; 2) непрерывный и многолетний анализ генетических связей элементов баланса с гидрометеорологическими и водо-

хозяйственными факторами; 3) экстраполяция результатов расчета элементов баланса по площади; 4) исследование режима подземного стока и его изменений в пространстве и во времени; 5) составление балансов подземных вод для изучаемой территории, дополненное водно-балансовой оценкой динамики влаги в зоне аэрации; 6) подготовка исходных данных для составления прогноза режима грунтовых вод при заданных проектом изменениях водохозяйственных условий на больших территориях.

Опорные балансовые участки успешно организуются и действуют наравне с опорной региональной режимной сетью. Весь комплекс методических вопросов, связанных с изучением баланса грунтовых вод, освещен в работах [2, 4—7].

Ниже будут рассмотрены методы оценки баланса подземных вод применительно к тем или иным гидрогеологическим моделям подземных потоков и стадиям изучения подземных вод с учетом специфики этого изучения при проведении водоснабжения и мелиорации земель.

Глава 2

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Расчет баланса грунтовых вод выполняется на последней стадии его изучения, когда уже проведены наблюдения за режимом этих вод, организованы и выполняются исследования динамики влаги в зоне аэрации, а также выполнены определения отдельных элементов общего водного баланса в опорных наблюдательных пунктах: балансовых участках — элементах потоков, представительных бассейнах малых и средних рек.

Методы изучения баланса грунтовых вод детально рассмотрены в работах [4, 5]. В данной работе получили дальнейшее развитие гидродинамические методы, основанные на анализе режима грунтовых и напорных вод, а также приближенные методы, например приведения грунтового или напорного потока к неограниченному в плане с использованием данных наблюдений за режимом вод в одиночных скважинах. Для применения гидродинамических методов на практике должны быть известны результаты режимных наблюдений, гидрогеологические параметры и расчетные схемы движения подземных вод в плане и разрезе.

Для оценки баланса подземных вод в условиях грунтового потока используют следующие основные коэффициенты: уровнепроводности a; фильтрации основных водоносных k и

слабопроницаемых пород разделяющих их слоев k_0; гравитационной емкости (водоотдачи) μ; приведенный коэффициент вертикального водообмена между смежными водоносными горизонтами c. Для оценки баланса напорных вод применяются коэффициенты пьезопроводности напорного водоносного пласта a^*; упругоемкости (упругой водоотдачи) водоносного пласта μ^*; приведенный коэффициент вертикального водообмена между данным водоносным пластом и смежным с ним пластом $c_н$.

Большинство указанных параметров определяются по режимным данным исходя из колебаний напоров (уровней) и значений коэффициентов водоотдачи μ и μ^*.

Основные дифференциальные уравнения неустановившегося движения имеют вид:

для грунтовых вод

$$\mu\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(T_{xг}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_{yг}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+w+k_{0п}\frac{\partial h_п}{\partial z}\Bigg|_{z=0};$$

$$T_{xг}=k_x h;\quad T_{yг}=k_y h; \qquad (1)$$

для напорных вод

$$\mu^*\frac{\partial H_н}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x\frac{\partial H_н}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_y\frac{\partial H_н}{\partial y}\right)-k'_{0к}\frac{\partial H_к}{\partial z}\Bigg|_{z=-m}+k'_{0п}\frac{\partial H_п}{\partial z}\Bigg|_{z=0};$$

$$T_x=k'_x m;\ T_y=k'_y m, \qquad (2)$$

где h — мощность грунтового потока, м; t — расчетный промежуток времени, сут; $T_{xг}$ и $T_{yг}$ — компоненты водопроводимости грунтового потока по осям координат x и y, м^2/сут; w — интенсивность питания грунтовых вод сверху, м/сут; $k_{0п}$ — коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород по вертикали для подошвы грунтового потока, м/сут; $h_п$ и $H_п$ — напор воды в подошве водоносного пласта, м; $H_н$ — отметка уровня напорных вод, м; $H_к$ — напор воды в кровле водоносного пласта, м; T_x и T_y — компоненты водопроводимости напорного водоносного пласта по осям координат x и y, м^2/сут; $k'_{0к}$ и $k'_{0п}$ — коэффициенты фильтрации слабопроницаемых пород по вертикали для кровли и подошвы первого напорного пласта, м/сут; m — мощность напорного водоносного пласта, м; k'_x и k'_y — коэффициенты фильтрации для напорного пласта пород в направлении осей координат.

Начало координат x, y и z для грунтового потока находится на его горизонтальной подошве; для напорных вод — на горизонтальной подошве первого от поверхности напорного потока — поверхности второго разделяющего слоя слабопроницаемых пород (рис. 1); при совместном рассмотрении грунтовых вод и напорных вод начало координат — на горизонтальной подошве грунтового потока.

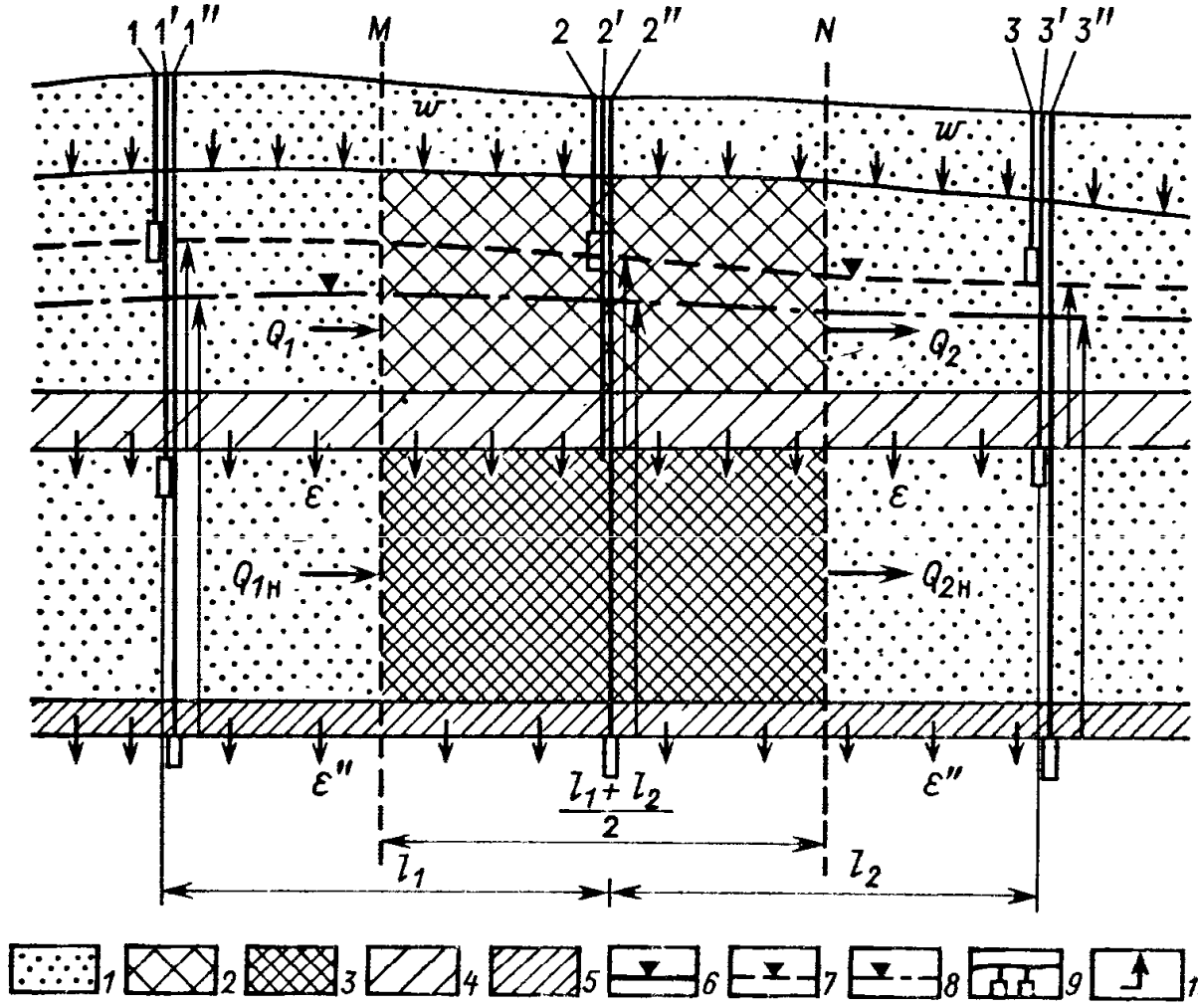


Рис. 1. Схема выделения расчетных элементов грунтового и подстилающего напорного потоков при одномерном движении подземных вод:

1 водопроницаемые породы; *2 3* элементы потоков (*2* грунтового, *3* напорного); *4 5* слабопроницаемые породы разделяющих слоев (*4* первого, *5* – второго); *6* – уровень грунтовых вод в момент времени $t>0$; *7 8* – уровни напорных вод (в момент времени $t>0$) напорных потоков (*7* первого от поверхности, *8* второго от поверхности); *9* куст наблюдательных скважин, оборудованных фильтрами, и их номера; *10* напор межпластовых вод.

ε и ε'' интенсивности перетекания грунтовых и напорных вод через разделяющие слои слабопроницаемых пород; Q_1, $Q_{1н}$, Q_2 и $Q_{2н}$ – расходы грунтовых и напорных вод, притекающих через сечение M и вытекающих через сечение N

Для жесткого режима фильтрации [1] пренебрегают деформацией пород разделяющих слоев и изменением их упругой емкости в процессе неустановившегося движения. При этом допускают, что скорости фильтрации воды через поверхность подошвы грунтового потока, кровлю и подошву напорного потока, а также в самих разделяющих слоях обратно пропорциональны мощностям соответствующих слоев $m_{0п}$, $m'_{0к}$, $m'_{0п}$ и прямо пропорциональны величинам падения напоров воды $\zeta_п$, $\zeta'_к$, $\zeta'_п$, приходящихся на эти слои.

С учетом изложенного выше, последнее слагаемое в правой части уравнения (1), выражающее интенсивность перетекания грунтовых вод по вертикали, заменяется величиной $-\varepsilon$, третье и четвертое слагаемые правой части уравнения (2), выражающие интенсивности вертикального перетекания вод через кровлю и подошву напорного потока, заменяются величинами ε' и $-\varepsilon''$:

$$\left.\begin{aligned}
\varepsilon &= -k_{0п}\frac{\partial h_п}{\partial z} \approx k_{0п}\frac{\zeta_п}{m_{0п}};\\
\varepsilon' &= -k'_{0к}\frac{\partial H_к}{\partial z} \approx k'_{0к}\frac{\zeta'_к}{m'_{0к}};\\
\varepsilon'' &= -k'_{0п}\frac{\partial H_п}{\partial z} \approx k'_{0п}\frac{\zeta'_п}{m'_{0п}}.
\end{aligned}\right\} \qquad (3)$$

Величины ε, ε' и ε'' характеризуют интенсивности вертикального перетекания воды через границы разделяющих слоев.

В уравнениях (1) и (2) величины перетекания по вертикали могут быть положительными и отрицательными в зависимости от направления движения фильтрующейся воды.

При увеличении напоров воды в направлении, обратном направлению координатной оси oz, расходы перетекающей воды положительны и направлены вниз. При движении воды вверх напоры увеличиваются, двигаясь сверху вниз, расходы ε, ε' и ε'' становятся отрицательными и направлены вверх.

Величины $\zeta_п$, $\zeta'_к$ и $\zeta'_п$ представляют собой разности отметок соответственно зеркала грунтовых и уровня (отметки) напорных вод или отметок уровня напорных вод верхнего и данного (исследуемого) водоносного горизонта и, наконец, разность отметок уровней напорных вод второго и третьего горизонтов напорных вод. Поэтому признаками нисходящего перетекания вод являются неравенства:

$$\zeta_п > 0;\ \zeta'_к > 0;\ \zeta'_п > 0. \qquad (4)$$

Признаки восходящего движения вод через разделяющие слои слабопроницаемых пород — условия:

$$\zeta_п < 0;\ \zeta'_к < 0;\ \zeta'_п < 0. \qquad (5)$$

Для получения величин $\zeta_п$, $\zeta'_к$, $\zeta'_п$ надо из отметки уровня воды вышележащего горизонта вычесть отметку уровня вод нижележащего горизонта.

При подстилании подошвы грунтового потока непосредственно напорным водоносным горизонтом величины ε и ε' (при жестком режиме фильтрации в разделяющем слое пород) равны между собой, а также и $k_{0п}=k'_{0к}$, $\zeta_п=\zeta'_к$, $m_{0п}=m'_{0к}$.

Главнейшими элементами баланса грунтовых вод, входящими в уравнения (1) и (2), являются: инфильтрация атмосферных осадков или поливных вод с поверхности $w_1 t$; расход грунтовых вод на суммарное испарение или передвижение их в зону аэрации ut; горизонтальные приток $\frac{Q_1}{F}t$ (где F — расчетная площадь участка в плане) и отток $\frac{Q_2}{F}t$ за период времени t; вертикальное перетекание грунтовых вод в подстилающий часто

напорный водоносный горизонт при $\varepsilon t > 0$ или восходящее подпитывание грунтового потока напорной водой снизу при $\varepsilon t < 0$. Интенсивности всех элементов принято измерять в миллиметрах в сутки.

В общем виде баланс грунтовых вод для участка суши или элемента потока площадью F за время Δt выражается так:

$$\mu \Delta H = \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + w_1 \Delta \tau - u \Delta \vartheta - \varepsilon \Delta t. \quad (6)$$

Это уравнение аналогично уравнению (1).

Левая часть уравнения (6), которое аналогично уравнению (1), выражает собой изменение запаса грунтовых вод в элементе или участке за время Δt. Величины $\Delta\tau$ и ϑ — отрезки общего времени Δt, на протяжении которых наблюдались соответственно инфильтрация осадков или испарение воды, причем

$$\Delta t = \Delta \tau + \Delta \vartheta; \quad (7)$$

$$w \Delta t = w_1 \Delta \tau - u \Delta \vartheta. \quad (8)$$

На рис. 1 приведена схема расчетного элемента одномерного в плане потока грунтовых вод, имеющих переток вниз в напорный поток (межпластовый водоносный горизонт). Здесь по направлению потока грунтовых вод заложен створ кустовых скважин, режимные данные по которым позволяют рассчитать положительное и отрицательное питание грунтовых вод и разность между их притоком и оттоком в горизонтальном направлении, а также перетекание по вертикали.

Основными элементами баланса напорных вод по каждому горизонту являются: питание данного водоносного горизонта сверху за счет перетекания вниз части грунтовых вод ε'; перетекание напорных вод вниз, в подстилающий водоносный горизонт ε''; горизонтальные приток $\frac{Q_{1н}}{F}$ и отток $\frac{Q_{2н}}{F}$ напорных вод (см. рис. 1). Алгебраическая сумма указанных элементов составит изменение упругих запасов напорных вод за тот или иной отрезок времени Δt.

По аналогии с уравнениями (2) и (6) имеем для напорных вод данного горизонта уравнение баланса

$$\mu^* \Delta H_н = \frac{Q_{1н} - Q_{2н}}{F} \Delta t + \varepsilon' \Delta t - \varepsilon'' \Delta t. \quad (9)$$

При положительных значениях элементов баланса алгебраические знаки перед ними в уравнении (9) остаются, при отрицательных — изменяются на обратные.

Определения величин элементов баланса грунтовых вод по режимным данным будут рассмотрены ниже при описании методов анализа режима этих вод.

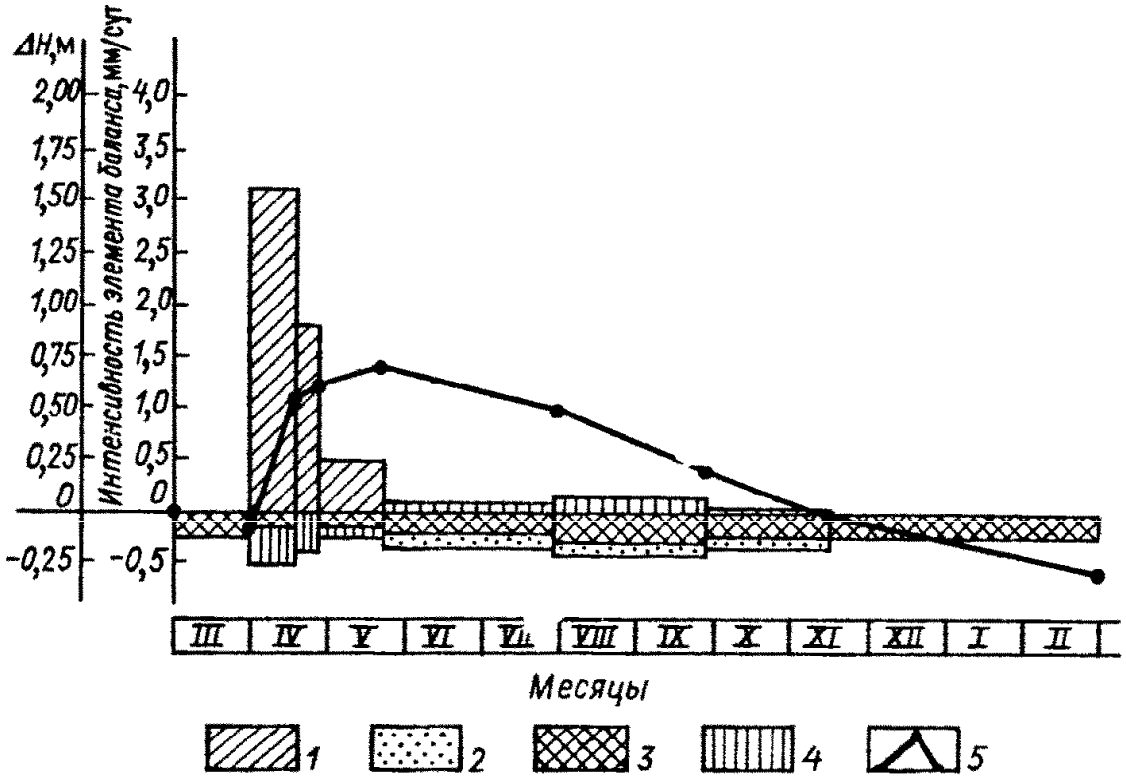


Рис. 2. Динамика элементов баланса грунтовых вод для элемента потока: *1* инфильтрация атмосферных осадков, достигающих уровня грунтовых вод ($w_1\Delta\tau$); *2* – испарение грунтовых вод совместно с оттоком влаги в зону аэрации ($u\Delta\vartheta$); *3* – разность между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t\right)$; *4* – перетекание грунтовых вод ($\varepsilon\Delta t$) по вертикали (выше оси абсцисс – подток напорных вод снизу, ниже отток грунтовых вод вниз); *5* – изменение уровня грунтовых вод (ΔH)

Методы расчета величин питания грунтовых вод и оценки их баланса можно подразделить на две группы: точные и приближенные. Здесь не рассматриваются методы моделирования, так как они заслуживают специального исследования и описания.

К точным относятся методы: конечных разностей; аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения вод; общего водного баланса, иногда дополняемый лизиметрическим. К приближенным методам относятся: метод уравнений связи; метод приведения потоков подземных вод к неограниченному потоку в плане; упрощенный метод для одиночных скважин.

Расчетные схемы для грунтового потока и для напорного водоносного горизонта, находящегося ниже грунтового потока, приведены на рис. 1.

Определив для каждого расчетного промежутка времени Δt величины элементов баланса по формуле (6), подсчитывают их суммы за год. В результате получают: годовое изменение запаса грунтовых вод $\Sigma\mu\Delta H$; годовую величину инфильтрации осадков, достигающих уровня воды, или инфильтрации поливных вод $\Sigma w_1\Delta\tau$; годовую величину испарения грунтовых вод совместно с потоком влаги в зону аэрации $\Sigma u\Delta\vartheta$ годовую

величину перетекания грунтовых вод по вертикали $\Sigma\varepsilon\Delta t$. За годовой цикл принимается гидрологический или календарный год (365 сут). Годовое пополнение подземного стока равно $\Sigma \frac{Q_2 - Q_1}{F}\Delta t$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИН ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД СВЕРХУ И ИХ ПЕРЕТЕКАНИЯ

При гидродинамическом анализе режима грунтовых вод годовой график колебания уровня в скв. 2 (см. рис. 1) разбивается на промежутки времени Δt, в течение которых изменение уровня происходит монотонно с более или менее устойчивой интенсивностью во времени (рис. 2). Продолжительность таких промежутков времени может изменяться от нескольких суток до месяца и более.

Интенсивность инфильтрации сверху ($w>0$) в годовом балансе обозначается через w_1 и действует в течение времени $\Delta\tau$; интенсивность испарения грунтовых вод ($w<0$) совместно с восходящим током влаги в зону аэрации обозначается u, т. е. справедливо равенство $-w=u$, где $|w|>0$. Промежуток времени с величиной питания u в балансе воды за год обозначается $\Delta\vartheta$.

Обычно для водораздельного типа режима при неглубоком залегании грунтовых вод (менее 5—10 м от поверхности) величины инфильтрации приурочены к периодам подъема уровня за расчетное время Δt, а величины расходования вод на испарение — к периодам спада уровня. Для прибрежного типа режима грунтовых вод, тесно связанного с режимом рек, каналов и водохранилищ, при больших глубинах до воды (более 5—10 м) указанная закономерность может нарушаться. Спады уровня грунтовых вод могут вызываться и понижением горизонтов поверхностной воды.

Для предгорного типа режима грунтовых вод, по Г. Н. Каменскому, в котором ведущая роль принадлежит боковым притокам и оттокам подземной воды, важнейшую роль в балансе может играть разность между притоком и оттоком вод в горизонтальном направлении. Поэтому данный тип режима и при исследовании баланса грунтовых вод нуждается в тщательном определении схемы фильтрации и величин гидрогеологических параметров.

Метод конечных разностей

Сущность метода конечных разностей заключается в замене дифференциалов от $h(x, y, z, t)$, $H_{\text{н}}(x, y, z, t)$ по направлениям координат x, y, z, t конечными разностями значений функций h

или $H_н$ по соответствующим координатам. В результате баланс подземной воды для конечного элемента или расчетного участка, имеющего площадь горизонтальной проекции $F=(\Delta x)^2$ или $F=\frac{l_1+l_2}{2}1$ (см. рис. 1), описывается в конечных разностях. Балансовое уравнение при этом используется как расчетная формула. Рассмотрим основные случаи движения вод.

Для общего случая одномерного в плане потока с неоднородными водоносными породами (см. рис. 1) имеем уравнение неустановившегося движения, по Г. Н. Каменскому, с добавлением величины перетекания ε с указанием на средний момент времени $(s+1)$ для элемента грунтового потока:

$$w=\mu\frac{H_{2,s+2}-H_{2,s}}{\Delta t}-\frac{1}{2l_{ср}}\left[(k_1h_{1,s+1}+k_2h_{2,s+1})\frac{H_{1,s+1}-H_{2,s+1}}{l_1}-\right.$$

$$\left.-(k_2h_{2,s+1}+k_3h_{3,s+1})\frac{H_{2,s+1}-H_{3,s+1}}{l_2}\right]+k_{0п}\frac{H_{2,s+1}-H'_{2,s+1}}{m_0}, \quad (10)$$

где $H_{2,s+2}$ и $H_{2,s}$ — соответственно напоры или отметки уровней грунтовых вод в скв. 2 (см. рис. 1) на конечный $(s+2)$ и начальный (s) моменты промежутка времени Δt; $l_{ср}=\frac{l_1+l_2}{2}$ — (см. рис. 1); k_1, k_2, k_3 — средневзвешенные по мощности в горизонтальном направлении коэффициенты фильтрации в сечениях соответственно скв. 1, 2 и 3; $h_{1,s+1}$; $h_{2,s+1}$, $h_{3,s+1}$ — мощности грунтового потока на средний момент $(s+1)$ промежутка времени Δt соответственно в скв. 1, 2 и 3; $H_{1,s+1}$; $H_{2,s+1}$; $H_{3,s+1}$ — напоры или отметки уровня грунтовых вод на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt соответственно в сечениях (скв. 1, 2 и 3); $k_{0п}$ — коэффициент фильтрации по вертикали слабопроницаемых пород, слагающих разделяющий слой в подошве грунтового потока; m_0 — мощность разделяющего слоя; $H'_{2,s+1}$ — напор или отметка уровня подстилающих напорных вод в средний момент промежутка времени Δt.

Водоносная толща считается условно-однородной при выполнении условия [1]:

$$k_i/k_{min} \text{ или } (km)_i/(km)_{min}\leqslant(5\div10), \quad (11)$$

где k_i — коэффициент фильтрации пород в слое i; k_{min} — минимальный коэффициент фильтрации; m_i — мощность слоя i.

По Г. Н. Каменскому, средневзвешенный по мощности коэффициент фильтрации в горизонтальном направлении определяется по формуле

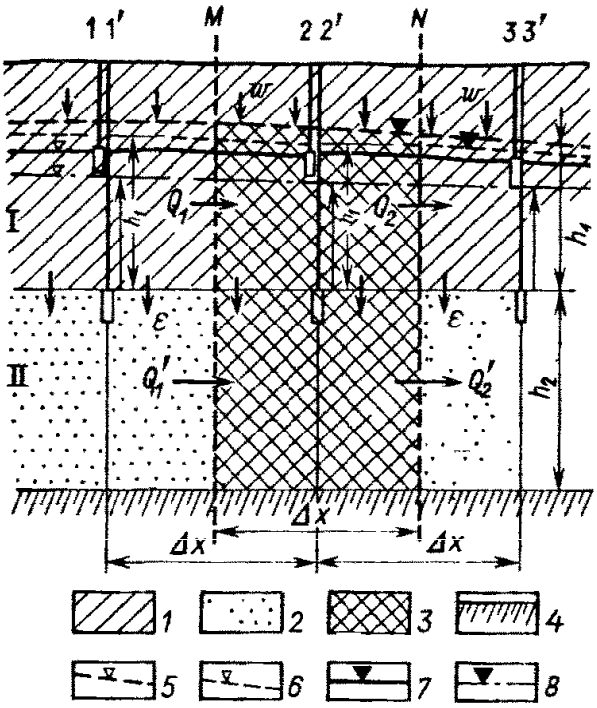


Рис. 3. Схема движения грунтовых и подстилающих напорных вод в двухслойной толще водоносных пород:

1 - суглинки; *2* - пески, галечник; *3* элемент грунтового потока I и подстилающих напорных вод II, для которого составляется общий водный баланс; *4* региональный водоупор водоносного горизонта; *5*–*7* уровни грунтовых вод в суглинках (*5* - на конец $(s+2)$ расчетного промежутка времени Δt, *6* — на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt, *7* — в начальный (s) момент времени Δt); *8* — пьезометрический уровень подстилающих напорных вод в момент (s).
Остальные условные обозначения см. на рис. 1

$$k_{ср} = \frac{\Sigma k_i h_i}{\Sigma h_i}, \qquad (12)$$

где k_i и h_i — соответственно мощность и коэффициент фильтрации пород слоя i.

Для слоистых разрезов применяется критерий Н. К. Гиринского и В. М. Шестакова:

$$k_р < 0{,}05k \text{ или } k_р m_р < 0{,}05\,T, \qquad (13)$$

где k и $k_р$ — коэффициенты фильтрации основного и разделяющего слоев; $m_р$ — мощность разделяющего слоя; T — водопроводимость водоносной толщи, равная произведению среднего коэффициента фильтрации толщи на ее мощность.

Указанный критерий основан на допустимости погрешности в соотношении расходов этих пластов не более 5%. При соблюдении критерия (13) слоистый разрез приводится к гидравлически связанной многослойной толще. Для нее приемлема схема Мятиева — Гиринского, ранее предложенная Г. Н. Каменским. Согласно этой схеме, в разделяющих слоях слабопроницаемых пород фильтрация происходит в вертикальном направлении (или нормально к напластованию), а в водоносных (основных) слоях — горизонтально.

Двухслойная схема неоднородного строения водоносной толщи (рис. 3) часто встречается на аллювиальных террасах, в

предгорных равнинах, на подгорных шлейфах и т. п. Верхний слабопроницаемый пласт обычно представлен суглинками, а нижний — песками, галечниками и другими высокопроницаемыми породами. Уровни воды в каждом пласте различные.

Расчет интенсивности питания грунтовых вод для элемента одномерного потока выполняется по формуле, учитывающей перетекание вод по вертикали:

$$w=\mu\frac{\Delta h_1}{\Delta t}-\frac{k_{ср}h}{(\Delta x)^2}(h'_1-2h''_1+h'''_1)-\frac{k_2h_2}{(\Delta x)^2}(\zeta'-2\zeta''+\zeta'''), \qquad (14)$$

где h'_1, h''_1, h'''_1 — уровни (или мощности), считая от горизонтальной подошвы слоя (1) грунтовых вод соответственно в сечениях первой, второй и третьей неглубоких скважин на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt; ζ', ζ'', ζ''' — разности напоров подстилающего напорного водоносного горизонта II (в песках) и грунтовых вод соответственно в первом, втором и третьем сечениях на тот же момент времени; Δh_1 — изменение уровня грунтовых вод в среднем сечении (скважине) за время Δt; h — усредненная мощность всей водоносной толщи; $k_{ср}$ — усредненный коэффициент фильтрации той же толщи, вычисленный по формуле (12); k_2 — коэффициент фильтрации водоносных пород нижнего слоя; h_2 — мощность нижнего слоя хорошо проницаемых водоносных пород.

Таким образом, по формуле (14) мы находим величину питания грунтовых вод при учете изменения горизонтального стока в верхнем и нижнем слоях пород, что должно обеспечить более надежные результаты расчета величины w, чем при исключении из расчета горизонтального водообмена в верхнем слое.

В качестве исходных данных необходимо знать: водопроводимость нижнего слоя и всей водоносной толщи, падение напоров воды по вертикали и режим уровня грунтовых и напорных вод по трем кустам скважин с фильтрами на верхний и нижний водоносные подгоризонты (см. рис. 3), а также мощности слоев и параметр μ.

Если водопроводимость верхнего слоя в 20 и более раз меньше водопроводимости нижнего слоя, то, учитывая возможные погрешности определения коэффициентов фильтрации пород, можно расчет по формуле (14) упростить, полагая правомерным отсутствие горизонтального стока в верхнем пласте.

Для этого достаточно знать изменения уровня грунтовых вод по средней неглубокой скв. 2, а разность между горизонтальными притоком и оттоком вод в элементе — по данным режимных наблюдений в глубоких скв. 1, 2, 3 на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt.

При этом расчетная формула (14) приобретает вид

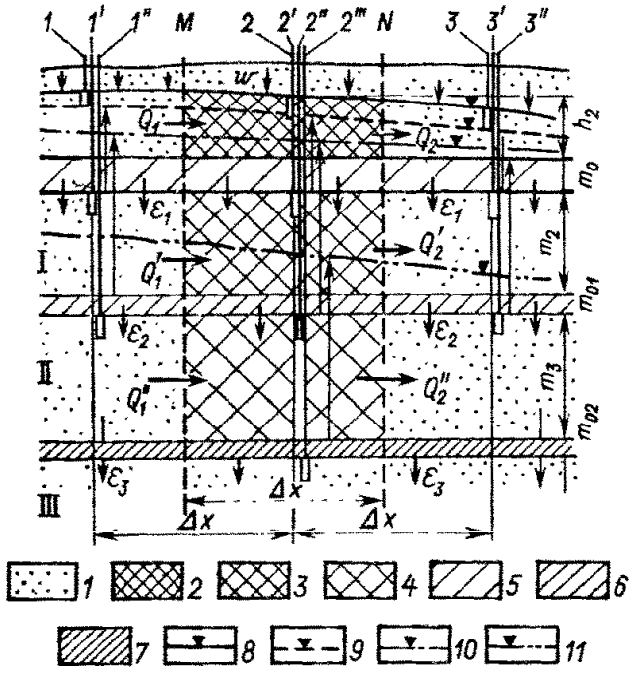


Рис. 4. Схема многослойной толщи водоносных пород:

1 – водопроницаемые породы; *2*–*4* – расчетные элементы потоков (*2* – грунтового, *3* – первого напорного I, *4* – второго напорного II); *5*–*7* – слабопроницаемые породы разделяющих слоев (*5* – первого, *6* – второго, *7* – третьего); *8* – уровень грунтовых вод на момент времени *t*; *9*–*11* – пьезометрические уровни напорных водоносных горизонтов на момент времени *t* (*9* – первого, *10* – второго, *11* – третьего).

Остальные условные обозначения см. на рис. 1

$$w=\mu\frac{\Delta h_1}{\Delta t}-\frac{k_2h_2}{(\Delta x)^2}(H_1-2H_2+H_3), \qquad (15)$$

где H_1, H_2, H_3 — напоры или отметки уровня напорных вод во втором (II) более проницаемом слое по глубоким скв. 1, 2 и 3.

Для многослойной водоносной толщи, состоящей из нескольких водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемыми слоями пород (рис. 4), имеем систему гидравлически связанных по вертикали водоносных горизонтов: сверху — грунтовый поток, ниже — напорные горизонты I — III. Напоры воды в этих горизонтах различные.

При составлении баланса подземных вод многослойной толщи каждый водоносный горизонт рассматривается отдельно. Для схемы, указанной на рис. 4, и при колебаниях уровней или напоров воды менее 20% мощности потока, действительны следующие линейные уравнения:

для одномерного грунтового потока

$$\mu\frac{\Delta h_2}{\Delta t}=\frac{k_1h_{ср}}{(\Delta x)^2}(h_1-2h_2+h_3)+w-\varepsilon_1; \qquad (16)$$

для первого сверху одномерного напорного потока

$$\mu_1^*\frac{\Delta H_2'}{\Delta t}=\frac{k_2m_2}{(\Delta x)^2}(H_1'-2H_2'+H_3')+\varepsilon_1-\varepsilon_2; \qquad (17)$$

для второго сверху одномерного напорного потока

$$\mu_2^*\frac{\Delta H_2''}{\Delta t}=\frac{k_3m_3}{(\Delta x)^2}(H_1''-2H_2''+H_3'')+\varepsilon_2, \qquad (18)$$

где Δh_2, $\Delta H_2'$, $\Delta H_2''$ — изменения уровня грунтовых вод, а также напора I и II межпластовых горизонтов напорных вод (см.

рис. 4) за промежуток времени Δt; h_1, h_2, h_3 — уровни или мощности при горизонтальном водоупоре грунтовых вод на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt соответственно в скв. 1, 2, 3; H'_1, H'_2 и H'_3, H''_1, H''_2, H''_3 — напоры межпластовых вод в скв. 1′, 2′, 3′ и 1″, 2″, 3″ на средний момент промежутка времени Δt; $h_{ср}$, m_2, m_3 — соответственно усредненная мощность грунтового потока, постоянные мощности I и II напорных горизонтов; k_1, k_2, k_3 — коэффициенты фильтрации пород соответственно для грунтового потока, первого и второго напорных водоносных горизонтов; w, ε_1, ε_2 — интенсивности соответственно питания грунтовых вод сверху, перетекания этих вод в I межпластовый горизонт и из I во II; μ, μ_1^* и μ_2^* — соответственно гравитационная водоотдача или недостаток насыщения грунтов в пределах колебания уровня грунтовых вод, упругая водоотдача или упругая емкость пород I и II напорных горизонтов.

Если имеется межпластовый горизонт III, то в его пределах также закладываются скв. 1‴, 2‴, 3‴, подобные скважинам предыдущих горизонтов, и так можно поступить далее для бо́льшего числа горизонтов. В формулах (17)—(18) каждый водоносный горизонт принят однородным. Изменения уровня в нем не более 20% от мощности, что позволяет применение линейных уравнений.

Расчет начинают с нижнего водоносного горизонта, для которого интенсивность перетекания через подошву практически равна нулю. Например, пусть $\varepsilon_3=0$. Тогда, зная режим напорных вод II горизонта по скв. 1″, 2″, 3″, при однородном потоке и однородном строении водоносного горизонта, из уравнения (18) находим величину ε_2. Аналогично по данным о режиме вод I напорного горизонта из уравнения (17) находят величину ε_1, а затем с учетом данных о режиме грунтовых вод из уравнения (16), зная величину ε_1, вычисляют интенсивность питания грунтовых вод сверху w.

Несомненно, предварительно необходимо определить параметры μ, μ_1^*, μ_2^*, k_1, k_2 и k_3, используя экспериментальные данные на расчетном участке и результаты предшествующих режимных наблюдений.

Весьма актуальны вопросы о выборе мест заложения наблюдательных скважин, об определении расстояния между ними и оценке надежности изоляции — тампонажа в скважинах ненаблюдаемых водоносных горизонтов.

Однородный водоносный пласт является частным случаем неоднородного. При незакономерном распределении слабопроницаемых пород, их прослоев в водоносной толще, а также выполнении условия (11) схема неоднородного строения представляется квазиоднородной или условно-однородной.

Если к тому же средневзвешенные по мощности коэффи-

циенты фильтрации по горизонтали, вычисленные согласно формуле (12), различаются между собой по сечениям скважин менее чем на 20%, то неоднородная по фильтрационным свойствам толща водоносных пород заменяется однородной. Аналогичные критерии, позволяющие считать толщу однородной, используются и в отношении величины водопроводимости водоносных слоев $T=km$ в отдельных скважинах (сечениях потоков).

К тому же надо учесть, что применение рассматриваемого метода оценки баланса грунтовых вод должно начинаться с анализа их режима в отдельных элементах потока. Приняв для каждого из них свой усредненный коэффициент фильтрации, мы заменяем толщу неоднородного строения кусочно-однородной. Получаемые для каждого элемента значения коэффициентов уровнепроводности водоносных толщ или пьезопроводности водоносных пластов затем непосредственно используются на соответствующих элементах для вычисления величин питания грунтовых вод сверху или их перетекания по системе уравнений (16)—(18).

Коэффициент уровнепроводности водоносных толщ пород, в которых движется грунтовая вода, имеет вид

$$a=\frac{kh_{ср}}{\mu}. \tag{19}$$

Коэффициент пьезопроводности водоносных горизонтов

$$a^*=\frac{k_н m_{ср}}{\mu^*}, \tag{20}$$

где $k_н$ — усредненный коэффициент фильтрации пород напорного водоносного горизонта; $m_{ср}$ — средняя мощность горизонта.

При горизонтальном водоупоре и одномерном в плане движении грунтовых вод, когда изменение уровня Δh составляет менее 20% от $h_{ср}$, применяется уравнение (16), при тех же условиях движения для напорных вод — уравнение (17) или (18). Эти уравнения являются линеаризованными. Критерий их применения для грунтовых вод — соблюдение условия

$$/(h_1-h_3)(I_1+I_2)/\leqslant 4\cdot 10^{-4}\frac{l_{ср}}{k}, \tag{21}$$

где h_1, h_3 — мощности грунтового потока, считая от горизонтального водоупора, в сечениях (скважинах) 1 и 3 на средний момент времени (см. рис. 1, 3); k — средний коэффициент фильтрации пород водоносного горизонта; I_1 и I_2 — уклоны грунтового потока в данный момент времени соответственно между первой и второй и между второй и третьей скважинами.

Это условие отвечает погрешности расчета интенсивности

питания грунтовых вод 0,1 мм/сут, что вполне приемлемо для практики.

Усреднение мощностей потока производится по формуле

$$h'_{ср}=\frac{h_1+2h_2+h_3}{4}, \qquad (22)$$

где h_2 — мощность грунтового потока в сечении (скважине) 2 на тот же момент, что и для скв. 1, 3.

При различных расстояниях между скв. 1—2 и 2—3, равных l_1 и l_2, вместо Δx будет фигурировать $l_{ср}=\frac{l_1+l_2}{2}$ и формулы для однородных водоносных горизонтов, исходя из линеаризованных уравнений движения, примут вид:

для интенсивности питания грунтовых потоков при горизонтальном водоупоре

$$w=\mu\frac{h_{2,s+2}-h_{2,s}}{\Delta t}-\frac{kh_{ср}}{l_{ср}}\left(\frac{h_{1,s+1}-h_{2,s+1}}{l_1}-\frac{h_{2,s+1}-h_{3,s+1}}{l_2}\right)+k_0\frac{H^{г}_{2,s+1}-H_{2,s+1}}{m_0}, \qquad (23)$$

для интенсивности нисходящего перетекания из напорных водоносных горизонтов вниз (при $\varepsilon_2>0$) или вверх (при $\varepsilon_2<0$):

$$\varepsilon_2=\frac{k_2m'_2}{l_{ср}}\left(\frac{H_{1,s+1}-H_{2,s+1}}{l_1}-\frac{H_{2,s+1}-H_{3,s+1}}{l_2}\right)-\mu^*\frac{H_{2,s+2}-H_{2,s}}{\Delta t}+$$

$$+k_0\frac{H^{г}_{2,s+1}-H_{2,s+1}}{m_0}, \qquad (24)$$

где k и k_2 — средний коэффициент фильтрации пород грунтового потока в горизонтальном направлении и то же для пород напорного водоносного горизонта; k_0 — коэффициент фильтрации пород разделяющего слоя (относительно водоупора) по вертикали; $h_{2,s+2}$, $H_{2,s+2}$ — соответственно мощность грунтового потока и напор воды в напорном водоносном горизонте в среднем сечении (скв. 2) на конечный $(s+2)$ момент промежутка времени; Δt; $h_{2,s}$, $H_{2,s}$ — то же на начальный момент времени; m_0 — мощность разделяющего слоя пород или относительного водоупора грунтового потока; индекс $(s+1)$ при величинах h, H обозначает, что они относятся к среднему моменту промежутка времени Δt; индексы 1, 2, 3 обозначают номера сечений (скважин); $H^{г}_{2,s+1}$ — отметка (напор) грунтовых вод в скв. 2.

Для случаев больших колебаний уровней или напоров грунтовых вод, превышающих 20% мощности потока, применяются нелинеаризованные уравнения, учитывающие изменение мощности потока и напоров по пути движения воды.

Так, для данных условий вместо уравнения (23) для грунтовых потоков с наклонным водоупором имеем

$$w=\mu\frac{\Delta H_2}{\Delta t}-\frac{k}{l_{ср}}\left(\frac{h_{1,s+1}+h_{2,s+1}}{2}\frac{H^{г}_{1,s+1}-H^{г}_{2,s+1}}{l_1}-\frac{h_{2,s+1}+h_{3,s+1}}{2}\times\right.$$
$$\left.\times\frac{H^{г}_{2,s+1}-H^{г}_{3,s+1}}{l_2}\right)+k_0\frac{H^{г}_{2,s+1}-H_{2,s+1}}{m_0}, \qquad (25)$$

а вместо (24) для напорных потоков переменной мощности:

$$\varepsilon_2=\frac{k_2}{l_{ср}}\left(\frac{m_1+m_2}{2}\frac{H_{1,s+1}-H_{2,s+1}}{l_1}-\frac{m_2+m_3}{2}\frac{H_{2,s+1}-H_{3,s+1}}{l_2}\right)-\mu^{*}\frac{H_{2,s+2}-H_{2,s}}{\Delta t}+$$
$$+k_0\frac{H^{г}_{2,s+1}-H_{2,s+1}}{m_0}. \qquad (26)$$

В уравнениях (25) и (26), в отличие от уравнения (23), средние мощности $h_{ср}$ и m'_2 заменены соответственно на полусуммы мощностей потока в виде $\frac{h_1+h_2}{2}$ и $\frac{h_2+h_3}{2}$ и полусуммы мощностей пласта $\frac{m_1+m_2}{2}$ и $\frac{m_2+m_3}{2}$, взятых по скважинам в кустах 1, 2 и 2, 3 для грунтового и напорного водоносных горизонтов; вместо мощностей грунтового потока в скв. 1, 2, 3 при горизонтальном водоупоре взяты отметки уровней грунтовых вод $H^{г}_{1,s+1}$, $H^{г}_{2,s+1}$ и $H^{г}_{3,s+1}$ на средний момент $(s+1)$. Падение напора в разделяющем слое (служащем условным водоупором грунтовых вод) взято по разности напоров грунтовых $H^{г}_{2,s+1}$ и подстилающих напорных вод $H_{2,s+1}$ в скв. 2, 2 над одной плоскостью сравнения (см. рис. 4).

При горизонтальном водоупоре для однородного водоносного горизонта (грунтовых вод) и одномерном движении их в плане действительна формула, учитывающая изменение мощностей потока по пути движения вод:

$$w=\mu\frac{h_{2,s+2}-h_{2,s}}{\Delta t}-\frac{k}{l_1+l_2}\left(\frac{h^2_{1,s+1}-h^2_{2,s+1}}{l_1}-\right.$$
$$\left.-\frac{h^2_{2,s+1}-h^2_{3,s+1}}{l_2}\right)+k_0\frac{H^{г}_{2,s+1}-H_{2,s+1}}{m_0}. \qquad (27)$$

Она пригодна для малых мощностей грунтового потока или тогда, когда изменение уровня ΔH составляет более 20% от средней мощности водоносного горизонта $h_{ср}$. Она также вытекает из нелинеаризованного дифференциального уравнения неустановившегося движения подземных вод.

Двухмерный в плане поток грунтовых вод характеризуется тем, что линии тока в нем располагаются в вертикальных плоскостях или криволинейных поверхностях, не параллельных между собой. В плане проекции линий токов могут иметь радиально сходящуюся, радиально расходящуюся, осесиммет-

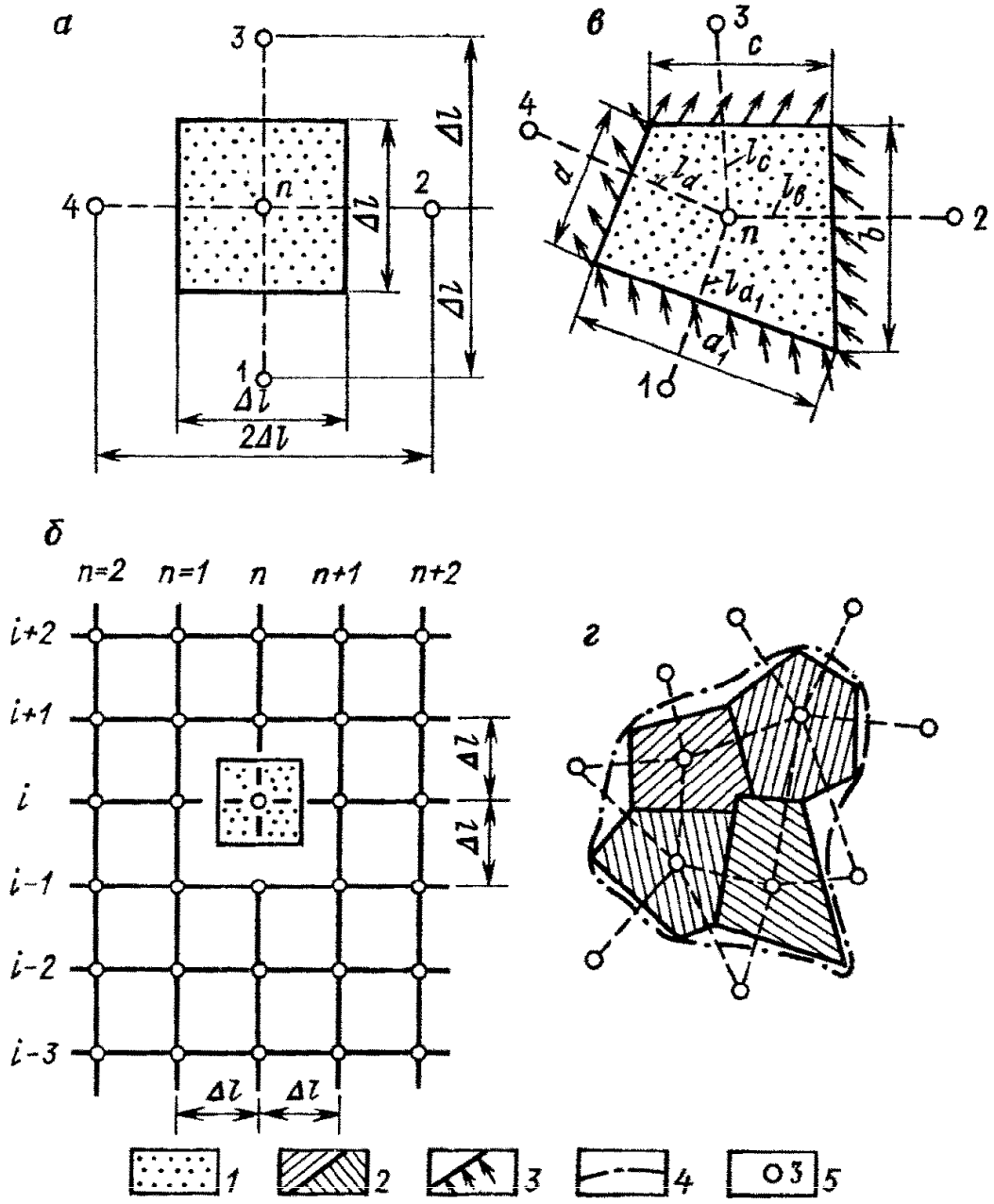


Рис. 5. Схемы расположения наблюдательных скважин при двухмерном в плане движении грунтовых вод:

а, в – элементы потока (*а* — по схеме квадрата, *в* — при неквадратной форме размещения скважин); *б, г* — системы элементов потока (*б* — по квадратной сетке, *г* — при неквадратной форме размещения скважин). *1* - элемент потока; *2* семейство элементов потока; *3* линии тока грунтовых вод на границе элемента потока; *4* граница балансового района; *5* — наблюдательная скважина и ее номер

ричную и другие формы кривых, зависящих от координат *x*, *y*. Такие потоки встречаются в излучинах рек, каналов, водоемов с изогнутыми берегами и других водотоков.

Наиболее простой способ расположения наблюдательных скважин — по квадратной сетке (см. рис. 5, *а,б*). В узлах пересечения прямых линий сетки находятся скважины на грунтовые воды. В пределах такой сетки выделяются квадратные элементы потока, стороны которых равны Δl. Такая форма расположения скважин удобна и для составления прогнозов изменения уровней грунтовых вод при орошении, дренировании территорий — при изменении площадного питания грунтовых потоков.

Интенсивность питания грунтовых вод для однородного пласта при горизонтальном водоупоре определяется, по Г. Н. Каменскому, в виде

$$w=\mu\frac{\Delta H_n}{\Delta t}-\frac{kh_{ср}}{(\Delta l)^2}\left(\sum_1^4 H_i-4H_n\right), \qquad (28)$$

где $\Delta H_n=H_{n,s+2}-H_{n,s}$ — изменение уровня грунтовых вод в элементе потока *ni* за время Δt (по центральной скважине *n*); H_i — уровень грунтовых вод (отметка зеркала воды) в боковых скважинах *i*, взятый на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt; H_n — уровень (его отметка или напор воды) в центральной скважине *n* на средний $(s+1)$ момент; $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока; 4 — число боковых скважин.

Для произвольного расположения группы наблюдательных скважин периферийные скважины находятся на огибающем контуре, близком к правильному многоугольнику (или окружности) (см. рис. 5, *в*,*г*). Для построения расчетных элементов потока выделяют центральные расчетные скважины *n*, которые соединяются с периферийными прямыми линиями. Эти линии делят пополам и в их серединах восстанавливают перпендикуляры, пересечения которых образуют многоугольники — контуры расчетных балансовых элементов. Такие элементы потока могут покрыть всю балансовую площадь расчетного участка, части или целого водосбора, если имеется достаточное число скважин.

С учетом изменения мощностей потока по площади, отвечающего нелинеаризованному уравнению неустановившегося движения, при однородном строении водоносных горизонтов, в общем случае для пяти скважин, т. е. элемента потока, будем иметь следующую расчетную формулу:

$$w=\mu\frac{\Delta H_{срn}}{\Delta t}-\frac{k}{2F}\left[a_1\frac{h_1+h_n}{l_{a_1}}(H_1-H_n)+b\frac{h_2+h_n}{l_b}(H_2-H_n)+\right.$$
$$\left.+c\frac{h_3+h_n}{l_c}(H_3-H_n)+d\frac{h_4+h_n}{l_d}(H_4-H_n)\right]+\varepsilon_1, \qquad (29)$$

где F — площадь расчетного элемента потока, определяемая планиметром на чертеже; h_1, h_2, h_3, h_4 — мощности водоносного горизонта в скв. 1, 2, 3, 4; h_n — мощность того же водоносного горизонта в центральной скважине *n*; H_n — уровень (отметка) или напор водоносного горизонта в центральной скважине *n*; H_1, H_2, H_3, H_4 — уровни (отметки) зеркала грунтовых вод в боковых скв. 1, 2, 3, 4; a_1, b, c, d — длины сторон элемента потока; l_{a_1}, l_b, l_c, l_d — расстояния между центральной *n* и боковыми скважинами *i*. Число боковых скважин — от 3 до 4, 6; индекс $(s+1)$ при h и H обозначает, что они относятся к среднему моменту промежутка времени Δt.

Для более точного расчета среднего изменения запасов грунтовых вод в элементе можно применить формулу

$$\mu \Delta H_{cpn} = \mu \frac{\omega_n \Delta H_n + \Sigma \omega_i \Delta H_{cpi}}{\Omega}, \qquad (30)$$

где ΔH_{cpn} — усредненное изменение уровня воды в элементе потока за время Δt; ω_n — часть площади элемента потока, на которую распространяется изменение уровня, определенное по центральной скважине n; ΔH_i и ΔH_n — изменение уровня грунтовых вод по одной из боковых i и центральной n скважинам за время Δt; ω_i — часть площади элемента потока, на которую распространяются данные наблюдений по одной из боковых и центральной скважинам; $i = 1, 2, 3, 4$ — номера боковых скважин; $\Omega = \Sigma \omega_i$; ΔH_{cpi} — среднее изменение уровня грунтовых вод за время Δt в пределах площади — части потока (рис. 6):

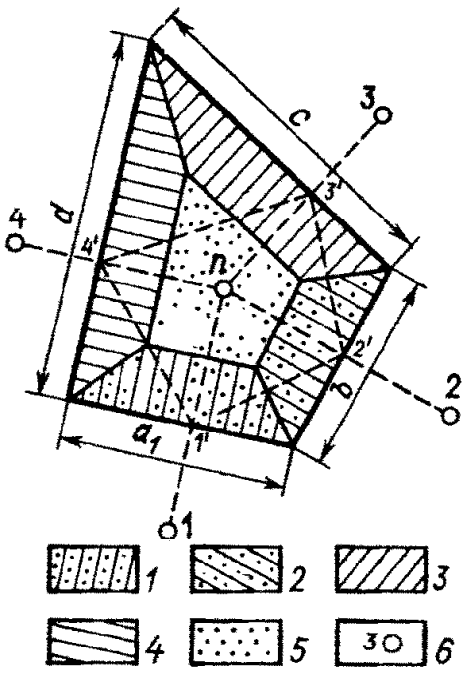


Рис. 6. Расчетная схема для определения усредненного по площади изменения уровня грунтовых вод в элементе потока:

1—5 — части площади элемента потока, на которые распространяются усредненные величины ΔH_{cp} (*1* — w_1, *2* — w_2, *3* — w_3, *4* — w_4, *5* — w_n); *6* — наблюдательная скважина и ее номер

$$\Delta H_{cpi} = \frac{\Delta H_i + \Delta H_n}{2}. \qquad (31)$$

Для определения частей ω_i площади элемента (см. рис. 6) поступают так. К серединам вспомогательных линий, соединяющих скв. 1, 2, 3 и 4 с центральной n, восстанавливают перпендикуляры в точках 1′, 2′, 3′ и 4′. Затем восстанавливают перпендикуляры к серединам отрезков между этими точками и центральной скважиной. Пересечения перпендикуляров, как указано на рис. 6, позволяют оконтурить площади ω_i и ω_n, на которые распространяются показания соответствующих скважин из данной группы. Боковые стороны трапеций ω_i (см. рис. 6) находят с помощью перпендикуляров, возведенных из середин линий 1′—2′; 2′—3′; 3′—4′; 4′—1′.

Таким образом, измерения уровня грунтовых вод величиной ΔH_n распространяются на площадь ω_n, а величиной ΔH_{cpi} (в точках 1′, 2′, 3′, 4′) — на площади трапеций ω_1, ω_2, ω_3 и ω_4.

В случаях переменного по площади элемента значения водоотдачи пород или недостатка их насыщения μ, он определяется около каждой скважины экспериментально (например, с помощью наблюдений за влажностью пород по вертикали и данных о колебании уровня грунтовых вод). Затем

этот параметр подставляют в формулу (30) в качестве сомножителя перед величинами ΔH_{cpi} и ΔH_n.

Метод аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения

Сущность метода сводится к нахождению решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения типа (1), (2) и их применению к расчетам питания при значительном упрощении условий фильтрации (при этом учитывают степень неоднородности пород, граничные условия, часто применяют линеаризацию уравнений и т. д.). Получаемые решения для заданных схем фильтрации (рис. 7) удовлетворяют начальным и граничным условиям неустановившегося движения, являются непосредственно расчетными формулами для решения следующих практических задач: 1) прогноза изменения положения уровня грунтовых вод; 2) оценки гидрогеологических параметров и элементов баланса грунтовых и межпластовых напорных вод по данным о их режиме. Первая группа объединяет прямые задачи, вторая — обратные.

На практике в большинстве случаев неоднородное строение водоносных толщ пород приводится к однородному или условно-однородному, что расширяет пределы применения рассматриваемого метода. Для применения этого метода требуется меньше наблюдательных скважин, чем для метода конечных разностей, появляется возможность путем решения обратных задач обойтись преимущественно данными режимных наблюдений по более простым и малочисленным схемам расположения и состава наблюдательных скважин для оценки питания и баланса грунтовых вод. Рассмотрим особенности метода более подробно.

Одномерное неустановившееся движение грунтовых вод в однородном в фильтрационном отношении водоносном горизонте при горизонтальном водоупоре, по Буссинеску, описывается так:

$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial}{\partial x}\left(h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + w. \qquad (32)$$

Если перетекания по вертикали нет, то величина ε отсутствует или вычисляется совместно с w.

По С. Ф. Аверьянову, для самых неблагоприятных и редко встречающихся случаев ошибки от замены нелинейного дифференциального уравнения (32) линейным (33) при изучении режима и баланса грунтовых вод находятся в пределах 20%, что при учете точности исходных данных (k, $h_{ср}$, μ) вполне допустимо. Обычно ошибка в расчете величины h от этого допущения будет меньше указанной.

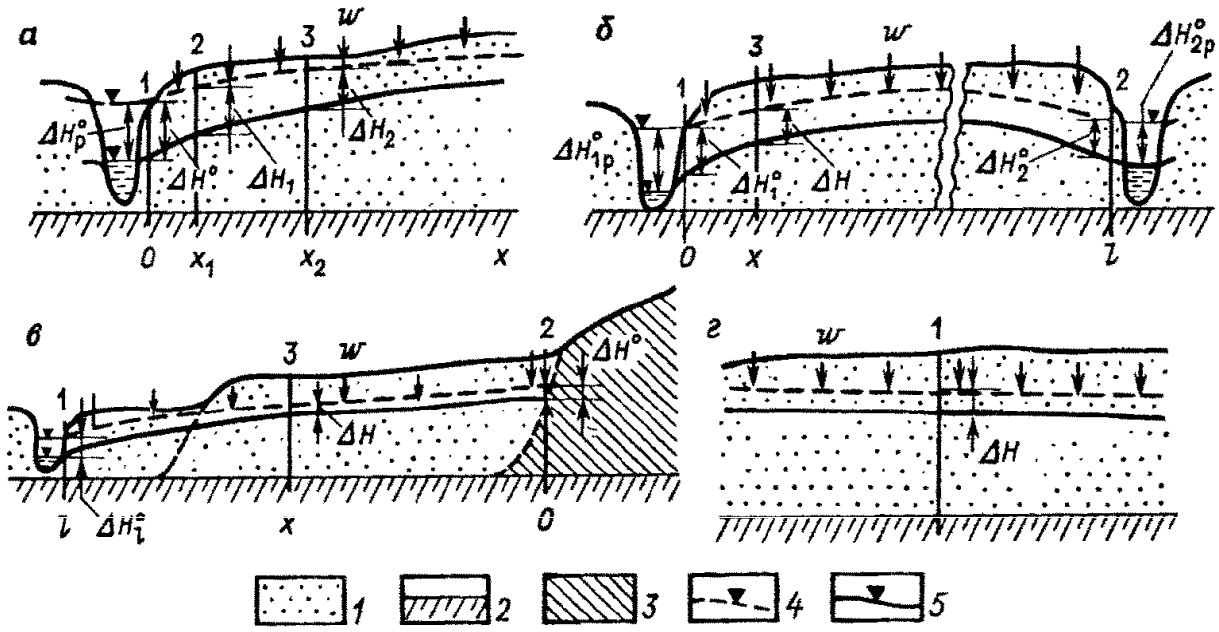


Рис. 7. Расчетные схемы движения грунтовых вод для полуограниченного потока (*а*), пласта-полосы, ограниченного с двух сторон реками (*б*), пласта-полосы с одной непроницаемой границей (*в*) и неограниченного потока (*г*):

1 — водопроницаемые и водоносные породы; 2 — региональный водоупор; 3 — водонепроницаемые породы; 4, 5 — уровни грунтовых вод на моменты времени (4 — $t>0$, 5 — $t=0$)

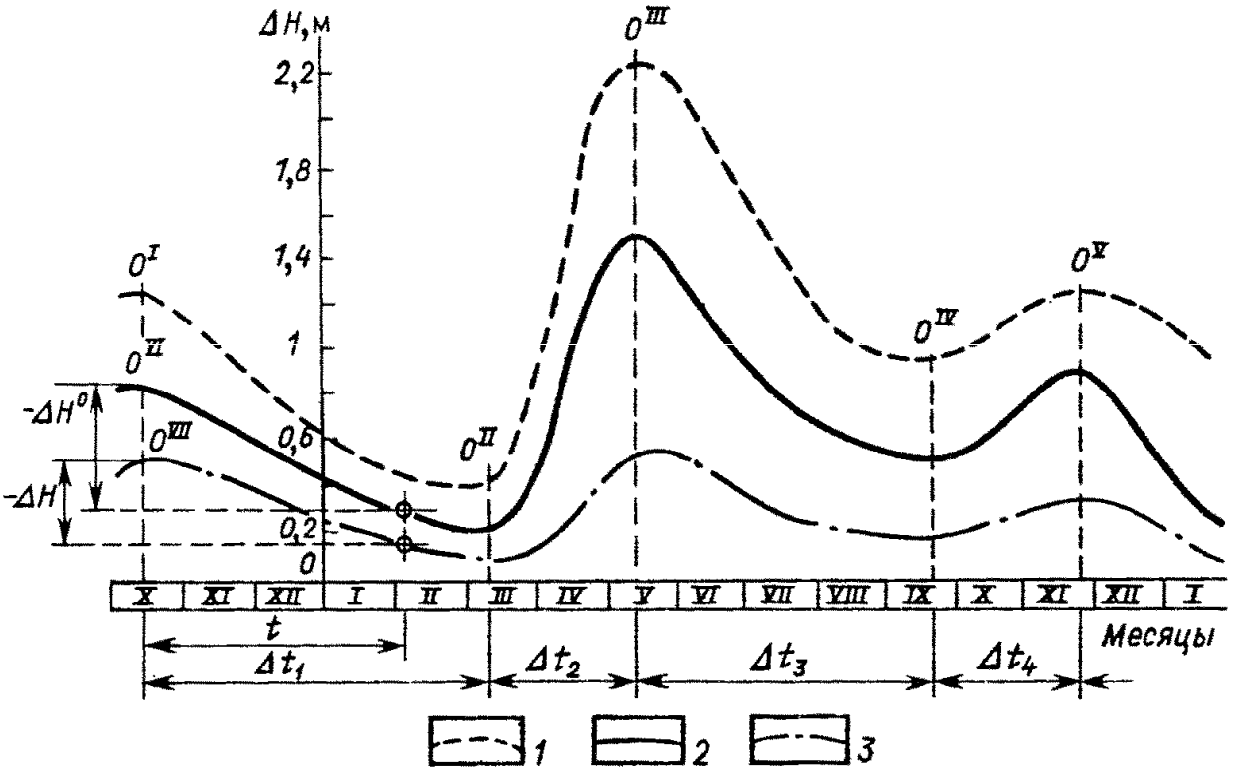


Рис. 8. Графики колебания уровня грунтовых вод в начальном (*1*), среднем (*2*) и наиболее удаленном от реки (*3*) сечении (см. рис. 7, *а*):

0^{I} 0^{VII} — точки экстремумов уровня грунтовых вод

Для практики гидрогеологических расчетов вместо уравнения (32) удобнее использовать линейное дифференциальное уравнение вида

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu}, \tag{33}$$

где $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$ — коэффициент уровнепроводности грунтового потока; $H = f(x, t)$ — напор воды в сечении x в момент времени t (см. рис. 7).

При решении практических задач широко применяется метод суперпозиции (наложения фильтрационных течений). Вместо уравнения (33) применяют линейное уравнение вида

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial t} = a\frac{\partial^2 \Delta H}{\partial x^2} + \frac{w}{\mu} - \frac{\varepsilon}{\mu}, \tag{34}$$

где $\Delta H = H - H_e$, $H_e = H(x, 0)$ — напор воды в сечении x в начальный момент времени $t = 0$; w — интенсивность питания грунтовых вод сверху при отсутствии питания в начальный момент $w_e = 0$ (при $t = 0$) или изменение этой интенсивности питания Δw при наличии начального питания w_e в указанный момент, причем $w = w_e + \Delta w$; ε — интенсивность перетекания грунтовых вод через подошву водоносного горизонта, если при $t = 0$ первоначальная интенсивность перетекания была равна нулю, т. е. $\varepsilon_e = 0$, причем $\varepsilon = \varepsilon_e + \Delta\varepsilon$, $\Delta\varepsilon$ — приращение усредненной интенсивности перетекания при переходе во времени от $t \leqslant 0$ к $t > 0$.

При расчете интенсивности питания сверху или среднего перетекания вниз, т. е. величин w и $\varepsilon_{ср}$, надо оперировать приращениями уровня ΔH за время Δt, знать изменение их во времени и в пространстве, а также иметь данные о начальных величинах w_e и ε_e, отвечающих усредненным за время Δt значениям интенсивности питания и перетекания за предшествующий период времени, когда движение вод было установившимся.

В дифференциальных уравнениях (1), (32)—(34) величины w и ε приняты кусочно-постоянными в течение расчетного промежутка времени t. Но так как в реальных условиях указанные величины изменяются от 0 до w_{max} (обычно при подъеме уровня) или от 0 до $w_{min} = u_{max}$ (при спаде уровня аналогично этому не исключено такое же изменение величины ε), то в сущности расчетные величины w и ε представляют собой усредненные интенсивности за время t протекания рассматриваемых процессов. При этом максимальные значения w_{max} и ε_{max} приурочены к точкам перегиба восходящей кривой $\Delta H(t)$, а минимальные — $w_{min} = -u_{max}$, а также ε_{min} — к точкам перегиба нисходящей кривой за расчетный период времени t_2.

Нулевые значения ординат кривой временного колебания уровня грунтовых вод $\Delta H(x, t) = 0$ приурочены к моментам экстремумов, т. е. к минимумам или максимумам уровня

(рис. 8). Такие интерпретации кривых уровня действительны преимущественно для водораздельного типа режима грунтовых вод, для которого роль горизонтальных боковых притока и оттока вод в балансе минимальна. Для прибрежного типа режима, тесно связанного с изменениями горизонтов воды в реках, каналах и водохранилищах, указанная особенность распределения во времени интенсивности питания или перетекания может не соблюдаться.

Для прибрежного типа режима уровня грунтовых вод начало координат ΔH, t отмечают в момент окончания установившегося движения вод, которые длительное время не вызывали существенных изменений уровня во времени в том же сечении. Такой момент отвечает началу подъема или спада уровня на границе потока или в нижнем по потоку сечении. Следовательно, расчетные промежутки времени t для водораздельного типа режима совпадают с промежутками времени непрерывных подъемов или спадов уровней.

Признак движения воды, близкого к установившемуся в конце первой ступени подъема или спада,—затухание колебаний уровня во всех наблюдательных скважинах. Критерий для выявления момента, близкого к установившемуся движению,—соблюдение неравенства, полученного с использованием величины времени стабилизации, по С. Ф. Аверьянову:

$$t_1 \geqslant \tau_x = \frac{\mu x^2}{k h_{ср}} = \frac{x^2}{a}, \qquad (35)$$

где t_1 — продолжительность первой ступени подъема или спада уровня в начальном сечении $x=0$ от нуля до абсолютного максимума или минимума; τ_x — время стабилизации потока, за которое поток конечной длины после возмущения достигает нового более или менее стационарного режима.

Пример. Для песчаных пород $h_{ср}=30$ м; $\mu=0{,}15$ при $a=2000$ м^2/сут, $x=100$ м. Тогда по формуле (35) получаем $\tau_x=\frac{x^2}{a}=\frac{100^2}{2000}=5$ сут. Этот результат указывает, что через 5 сут после возмущения потока в полосе шириной 100 м, считая от границы потока, положение уровня относительно стабилизируется. Предлагаемый выбор начала координат ΔH, t в экстремуме уровня можно считать оправданным, если интервалы времени между смежными экстремумами равны или больше 5 сут (для данного примера).

При суглинистом составе пород имеем: $k=1.0$ м/сут; $h_{ср}=30$ м, $\mu=0{,}05$ и $a=600$ м^2/сут. Из формулы (35) получаем $\tau_x \approx 17$ сут.

В дальнейшем мы ограничимся тремя схемами движения подземных вод: 1) полуограниченным потоком; 2) ограниченным с двух сторон потоком конечной длины l; 3) неограниченным потоком (см. рис. 7). При этом из предпоследнего подтипа вытекает схема пласта-полосы (симметричного потока).

Расчетные схемы движения грунтовых вод без перетекания в подстилающие водоносные горизонты

Полуограниченный поток грунтовых вод (см. рис. 7, *а*) в естественных и нарушенных условиях распространен весьма широко. К этой схеме могут быть отнесены случаи, когда расстояние от расчетного сечения x до второй границы потока в 3 и более раз превышает расстояние до первой границы потока.

Нижними границами по движению потока могут служить река, канал, урез водохранилища или другой водоем, вскрывающий водоносный горизонт. За границу одномерного потока можно также принять его вертикальное сечение $x=0$, перпендикулярное к линиям тока в плане, со значительно более интенсивными колебаниями уровня воды, чем изменения уровня в расчетном сечении x. При этом в начальный момент времени $t=0$ или несколько ранее движение воды было близко к установившемуся, когда изменениями уровня во времени можно пренебречь.

Причиной более резкого колебания уровня в нижней по потоку скважине при $x=0$ (см. рис. 7) может быть усиленная местная инфильтрация вод с поверхности вблизи этой скважины или повышенное против среднего по площади испарение с зеркала грунтовых вод. Обычно контур площадей (логов и других понижений) с аномально повышенной инфильтрацией или испарением должен быть близок к прямолинейному в плане.

Влияние различного удаления расчетного начального сечения потока $x=0$ (режимные данные по которому используются в качестве граничного условия) от гидравлической границы потока, а также доказательство возможности применения уравнения (3б) для периодов спада уровня, непосредственно следующих после экстремального уровня, подробно рассмотрены автором в работе [4].

Для краевых условий: $t=0$, $\Delta H=0$ — начальное условие; $t>0$, $x=0$, $\Delta H=bt$ (где b — постоянная во времени скорость (линейного) изменения уровня на границе потока); $t>0$, $x=\infty$, $\frac{\partial \Delta H}{\partial x}=0$ — граничные условия. Решением уравнения (34) при $\varepsilon=0$ будет формула

$$wt=\mu\frac{\Delta H-\Delta H^0 R(\lambda)}{1-R(\lambda)}, \qquad (36)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t; $\Delta H^0=bt$ — изменение уровня вод на границе потока или в начальном сечении $(x=0)$; $\lambda=\frac{x}{2\sqrt{at}}$; x — расстояние данного

Таблица 1

Значения функции $R(\lambda)$

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	0,5	0,280
0,05	0,892	0,24	0,558	0,6	0,209
0,06	0,872	0,25	0,549	0,7	0,154
0,07	0,852	0,26	0,535	0,8	0,112
0,08	0,832	0,27	0,522	0,9	0,0803
0,09	0,813	0,28	0,509	1,0	0,0568
0,10	0,794	0,29	0,496	1,1	0,0396
0,11	0,775	0,30	0,483	1,2	0,0272
0,12	0,757	0,32	0,458	1,3	0,0184
0,13	0,739	0,34	0,434	1,4	0,0122
0,14	0,721	0,36	0,412	1,5	0,0080
0,15	0,704	0,38	0,391	2,0	0,00076
0,16	0,687	0,40	0,370	2,5	0,000043
0,17	0,670	0,41	0,359		
0,18	0,654				

Примечание. $R(\lambda)=4i^2\operatorname{erfc}\lambda=(1+2\lambda^2)\operatorname{erfc}\lambda-\frac{2}{\sqrt{\pi}}\lambda e^{-\lambda^2}$.

сечения (скважины) от границы потока или начального сечения $(x=0)$; $R(\lambda)$ — интегральная функция, значения которой приведены в табл. 1.

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

При $x\geqslant(4\div5)\sqrt{at}$ формула (36) превращается в более простую:

$$wt=\mu\Delta H, \tag{37}$$

которая действительна для полуограниченного потока.

При $\Delta H^0=0$ при отсутствии колебаний уровня на границе из формулы (36) получим

$$wt=\frac{\mu\Delta H}{1-R(\lambda)}, \tag{38}$$

что отвечает случаю колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне только под влиянием питания грунтового потока сверху или его изменения во времени.

Таким образом, применять формулу (36) можно для любого отрезка створа наблюдательных скважин, совпадающего с главным направлением одномерного движения воды, если в

начальный момент времени (при $t=0$) движение на данном отрезке створа было близко к установившемуся, а колебания уровня в расчетной скважине в той или иной мере предопределялись изменением уровня в нижней по потоку скважине.

Сравнение расчетной величины питания грунтовых вод w, полученной по формуле (36), исходя из данных режима вод на границе потока и данных о колебании уровня в расчетной скважине, с другой расчетной величиной w', полученной по той же формуле, но исходя из режимных данных нижней по потоку и расчетной скважин, указало на следующее.

1. Погрешность величины wt, возникающая от замены граничного условия графиком колебания уровня в нижней по потоку скважине, будет менее 20% (что допустимо для региональной оценки), если: параметр Фурье $F_0=\frac{at}{(\Delta x)^2}$ не более 1; $\chi=\frac{\Delta H(x_1, t)}{\Delta H(x_2, t)}$ не превышает 1,45; $\eta=\frac{x_2}{x_1}=1{,}01\div 1{,}5$.

2. Параметр Фурье F_0 может быть и больше единицы (например, равный 3), но тогда χ должно быть не более 1,2 и $\eta=1{,}01\div 1{,}1$.

3. Относительная погрешность расчета величины питания грунтовых вод wt по двум скважинам при одних и тех же значениях F_0 и η тем меньше, чем меньше величина $\chi=\frac{\Delta H(x_1, t)}{\Delta H(x_2, t)}$ или разница между изменениями уровня в обеих скважинах.

Полуограниченный поток грунтовых вод прибрежных зон, где развит прибрежный тип режима грунтовых вод. Здесь сказывается влияние предшествующих расчетному моменту времени t ступеней подъема или спада уровней грунтовых вод в начальном сечении $x=0$, также возможно влияние всех предшествующих ступеней интенсивности питания и испарения с уровня грунтовых вод.

С помощью метода суперпозиции была получена формула для случая одного излома графика колебания уровня в начальном сечении

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

$$+\frac{w_1-w}{\mu}(t-t_1)[1-R(x, t-t_1)], \qquad (39)$$

где b, b_1 — скорость 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 $R(\lambda)$ и $R(x, t-t_1)$ находят по табл. 1. Аргументы этих функций:

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

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

По формуле (36) определяют величину w, затем из уравнения (39) находят w_1.

Основанием для выбора расчетной формулы (39) может служить неравенство (35), в которое вместо t_1 необходимо подставить величину t (расчетное время). Если последняя окажется больше величины τ_x, то применение формулы (39) не вызовет сомнений. В противном случае, при $t<\tau_x$, можно ограничиться первой ступенью подъема или спада уровня в начальном (на границе) сечении потока и применить формулу (36) для первой ступени непрерывного (линейного во времени) подъема или спада уровня. Приняв $t=t_1$, $\Delta H(x, t_1)$, вычисляют величину w, строго отвечающую первой ступени изменения уровня грунтовых вод.

Ограниченный поток (см. рис. 7, *б*, *в*) подразделяется на междуречный поток (см. рис. 7, *б*), пласт-полосу с одной непроницаемой границей (см. рис. 7, *в*) и пласт-полосу, ограниченный подгорным шлейфом (на его контакте с равниной разность между горизонтальными притоком и оттоком вод в узкой полосе равна нулю).

При следующих 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 (34) при $\varepsilon=0$ будет формула, представленная относительно wt в виде

$$wt=\mu\frac{\Delta H-[\Delta H_2^0 \mathrm{A}-\Delta H_1^0 \mathrm{B}+\Delta H_1^0 R(\lambda)]}{[1-R(\lambda)]-(\mathrm{A}-\mathrm{B})}, \qquad (40)$$

где $\Delta H=\Delta H(x, t)$ — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t; $\Delta H_1^0=b_1 t$; $\Delta H_2^0=b_2 t$; $\lambda_2=\frac{l-x}{2\sqrt{at}}$; $\lambda_3=\frac{l+x}{2\sqrt{at}}$; $\lambda_4=\frac{2l-x}{2\sqrt{at}}$; $\lambda_5=\frac{2l+x}{2\sqrt{at}}$; $\mathrm{A}=R(\lambda_2)-R(\lambda_3)$; $\mathrm{B}=R(\lambda_4)-R(\lambda_5)$; l — расстояние между реками или дренами.

Для определения по формуле (40) величины wt необходимо знать: μ, ΔH, ΔH_1^0, ΔH_2^0, x, l, $a=\frac{kh_{\text{ср}}}{\mu}$ и t. Колебания уровня в обеих дренах должны подчиняться закону прямой.

Рассмотренная схема короткого потока удобна для расчета питания грунтовых вод на нешироких междуречьях или между

дренами, на площадь которых распространяется влияние обеих дрен с произвольным режимом их горизонтов воды. Например, к такому типу потока мы приходим, когда расстояние между дренами l больше расстояния x от расчетной скважины до первой реки в 3 или менее раз.

Схема пласт-полоса (см. рис. 7, *в*) является частным случаем симметричного потока, когда водораздел между реками находится на середине междуречья, а колебания горизонтов воды в реках одинаковые. Если взять половину этого потока с непроницаемым массивом горных пород на середине потока, то мы получим рассматриваемую схему.

Для краевых условий потока по схеме пласт-полоса: $t=0$, $\Delta H=0$; $t>0$, $x=0$, $\frac{\partial \Delta H}{\partial x}=0$ ($q_0=0$ — отсутствует расход воды по горизонтали); $t>0$, $x=l$, $\Delta H=bt=\Delta H_l^0$.

Решением уравнения (34) при $\varepsilon=0$ для одномерного потока в однородном водоносном горизонте будет формула

$$wt=\mu\frac{\Delta H(x,\,t)-\Delta H_l^0[R(\lambda_2)+R(\lambda_3)]}{1-[R(\lambda_2)+R(\lambda_3)]}. \qquad (41)$$

В качестве исходных данных для расчета величины wt принимают: μ, $\Delta H(x,\,t)$, ΔH_l^0, x, l, a.

Пользоваться формулой (41) можно при неизменном положении водораздела грунтовых вод по данным о режиме вод по промежуточной скв. 3 с координатами $(x,\,t)$ и режиме горизонта воды в реке $\Delta H_l^0(l,\,t)$.

Если наблюдательная скважина расположена вблизи водораздела грунтовых вод или контакта с массивом непроницаемых пород, по которым будет известно колебание уровня ΔH^0, то применима другая, более простая формула, полученная из (41) при $x=0$ и $\Delta H(0,\,t)=\Delta H^0$:

$$wt=\mu\frac{\Delta H^0-2\Delta H_l^0 R(\lambda)}{1-2R(\lambda)}, \qquad (42)$$

где ΔH^0 — изменение уровня грунтовых вод на водоразделе (или вблизи непроницаемой границы потока) за расчетное время t; $\lambda=\frac{l}{2\sqrt{at}}$. Другие возможные расчетные схемы рассмотрены нами в работе [4].

Неограниченный поток (см. рис. 7, *г*) возникает при выполнении следующих условий: а) водоносный пласт сравнительно однороден по своему строению и водно-физическим свойствам пород; б) глубины до грунтовых вод вдоль створа скважин и на прилежащей местности примерно одинаковы; в) расчетные сечения потока (скважины) значительно удалены от его пла-

новых границ (рек, каналов и т. п.); г) в районе расположения наблюдательных скважин нет местных понижений или возвышенностей; д) условия увлажнения на поверхности и инфильтрации атмосферных осадков в зоне аэрации одинаковы на исследуемой площадке; е) кривые депрессии во времени повышаются или понижаются параллельно самим себе, т. е. $\Delta H(x, t)=\text{const}$.

Для краевых условий: $t=0$, $\Delta H=0$; $t>0$, $x=\pm\infty$; $\frac{\partial \Delta H}{\partial x}=0$ решением уравнения (34) при $\varepsilon=0$ будет формула (37).

Неограниченный поток грунтовых вод характеризуется равенством

$$-\frac{\partial q}{\partial x}=\frac{Q_1-Q_2}{F}=0, \qquad (43)$$

где q — расход потока по горизонтали при его единичной ширине; Q_1 и Q_2 — приток и отток тех же вод, поступающих и вытекающих из элементов потока площадью F.

Для производства расчета величины wt надо знать параметр μ и величину изменения уровня воды за время t, равную ΔH.

Расчетные схемы в условиях перетекания грунтовых вод через разделяющие слои слабопроницаемых пород в подстилающие водоносные горизонты

Грунтовые воды неглубокого залегания (1—5 м) часто расходуются кроме испарения на перетекание вниз — через разделяющие слои слабопроницаемых пород в смежный межпластовый водоносный горизонт с напорными водами (первый вид взаимосвязи). Если напор воды в этом горизонте превышает отметку уровня грунтовых вод, то происходит перетекание через разделяющий слой напорных вод в грунтовый поток — второй вид взаимосвязи (рис. 9).

Первый вид взаимосвязи грунтовых вод с напорными встречается на сравнительно возвышенных элементах рельефа — водоразделах, в верхних частях конусов выноса (выше зоны транзита стока) — областях питания напорных вод и временно — при паводках в долинах рек. Второй вид может наблюдаться более продолжительное время в межгорных впадинах, на предгорных равнинах — ниже зоны выклинивания грунтовых вод на поверхность и временно — при меженных горизонтах воды в долинах рек.

Рассматриваемые ниже расчетные схемы одинаково применимы как для мелкого, так и для глубокого (более 5—10 м) залегания грунтовых и межпластовых вод.

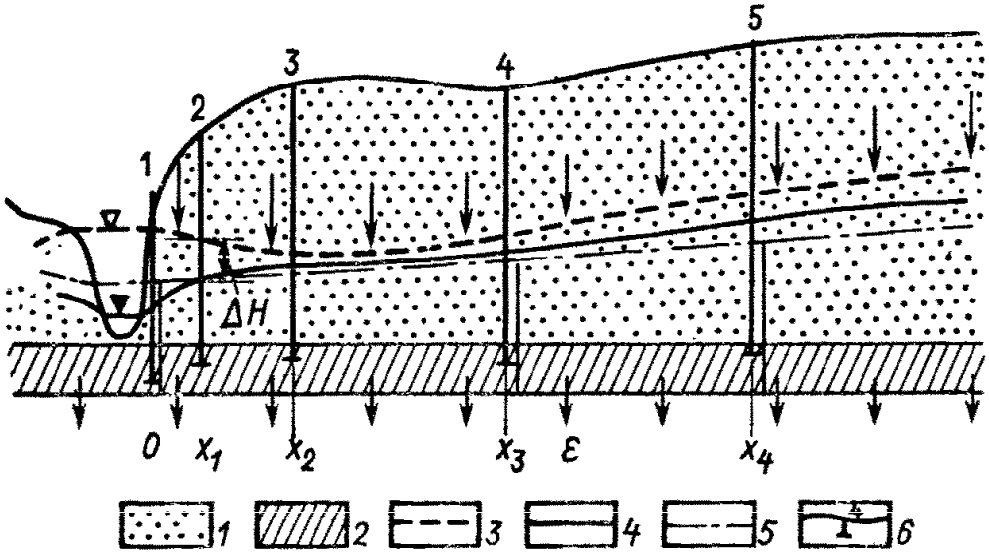


Рис. 9. Схема полуограниченного потока грунтовых вод, взаимосвязанного с напорными водами:

1 — водопроницаемые и водоносные породы; *2* — слабопроницаемые породы разделяющего слоя; *3*, *4* уровни грунтовых вод (*3* — при $t>0$, *4* при $t=0$); *5* — пьезометрический уровень напорных вод; *6* — скважина (расчетное сечение) и ее номер

В предыдущих моделях (схемах) движения вод без перетекания в общем дифференциальном уравнении (34) величина интенсивности перетекания принималась равной нулю, т. е. $\varepsilon=0$. Если же возможность перетекания в реальных условиях не полностью исключается или из-за недостаточной изученности распределения напоров воды по вертикали только подразумевается такое перетекание, то свободный член $\frac{w-\varepsilon}{\mu}$ в этом уравнении становится искомой величиной. Эта величина, так же как и величина $\frac{w}{\mu}$, принималась ранее за усредненную интенсивность изменения уровня под влиянием вертикального водообмена или разности между средними интенсивностями питания и перетекания.

В приводимых ниже решениях уравнения (34) величина интенсивности изменения уровня за счет перетекания принимается в общем виде за переменную во времени величину (при постоянном напоре подстилающих напорных вод в течение расчетного времени t), которая равна

$$\frac{\varepsilon}{\mu}=c\Delta H=f(c,\ t), \tag{44}$$

где $c=\frac{k_0}{\mu m_0}$ — приведенный коэффициент вертикального водообмена между грунтовым и напорным потоками; k_0 — коэффициент фильтрации по вертикали; m_0 — мощность пород разделяющего слоя.

Если напор подстилающих межпластовых вод изменяется во времени, то вместо выражения (44) будем иметь

$$\frac{\varepsilon}{\mu}=c(\Delta H-\Delta H_{н})=f_1(c,\ t), \tag{45}$$

где $\Delta H_{н}$ — изменение напора напорных вод за время t.

Полуограниченный поток в условиях вертикального перетекания грунтовых вод часто возникает в прибрежных зонах рек, каналов и водохранилищ, когда в зоне влияния указанных границ распространены разделяющие слои слабопроницаемых пород. На возможность перетока воды указывает значительная разность напоров воды по вертикали между грунтовыми и напорными водами (см. рис. 9), а также относительно высокое значение коэффициента фильтрации пород разделяющего слоя по вертикали.

В качестве исходного примем дифференциальное уравнение (34), в котором величина $\frac{\varepsilon}{\mu}$ определяется по формуле (44) при постоянном напоре напорных вод и по формуле (45), если напор тех же вод переменен во времени. При линейном во времени изменении горизонта воды в реке, канале, водохранилище и начальном движении вод, близком к установившемуся, имеем краевые условия: $t=0$, $\Delta H=0$; $t>0$, $x=0$, $\Delta H=bt$ — линейное изменение уровня на границе потока с постоянной скоростью; $t>0$, $x=\infty$, $\frac{\partial \Delta H}{\partial x}=0$ — условие неограниченности потока в одну сторону.

Решением уравнения (34) при учете указанных условий и формулы (44) является окончательная формула (при постоянстве уровня напорных вод)

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

$$\left.+e^{-x\sqrt{\frac{c}{a}}}\operatorname{erfc}(\lambda+\sqrt{ct})\right], \tag{46}$$

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

В условиях стационарного положения уровня воды на границе $x=0$, т. е. при $b=\frac{\Delta H(0,\ t)}{t}=0$, имеем

$$\Delta H(x,\ t)=\frac{w}{\mu c}(1-e^{-ct})\operatorname{erf}\lambda. \tag{47}$$

Таблица 2

Значения функции $\Phi(\lambda)$

λ	$\mathrm{erf}(\lambda)$	$\mathrm{erfc}(\lambda)$	λ	$\mathrm{erf}(\lambda)$	$\mathrm{erfc}(\lambda)$	λ	$\mathrm{erf}(\lambda)$	$\mathrm{erfc}(\lambda)$
0,00	0,00	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	0,181	0,819	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						

Примечание. $\Phi(\lambda)=\mathrm{erf}(\lambda)$; $\Phi(\lambda)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\lambda} e^{-\lambda^2} d(\lambda)$; $\mathrm{erfc}(\lambda)=1-\Phi(\lambda)$.

Учитывая выражение $x=2\lambda\sqrt{at}$ и числовые значения функции $\mathrm{erf}\lambda$ при значениях аргумента λ от 2 до 2,5, получим формулу для расчета расстояния x от границы, на котором влияние граничного условия практически затухает. При этом

можно пренебречь изменением уровня, равным 0,04—0,47%. Итак, имеем

$$x=(4\div 5)\sqrt{at}, \qquad (47а)$$

где x — расстояние, на котором затухает влияние на поток граничного условия при $x=0$.

Например, для песчаного водоносного горизонта с $a=\frac{kh_{ср}}{\mu}=$ $=2000$ м^2/сут и $t=16$ сут получим $x=715\div 895$ м. Для суглинистого состава пород водоносного горизонта при $a=600$ м^2/сут, $t=16$ сут получим $x=392\div 490$ м. В среднем для песчаного разреза пород $x_{ср}=805$ м, а для суглинистого — $x'_{ср}=441$ м, т. е. почти в 2 раза меньше.

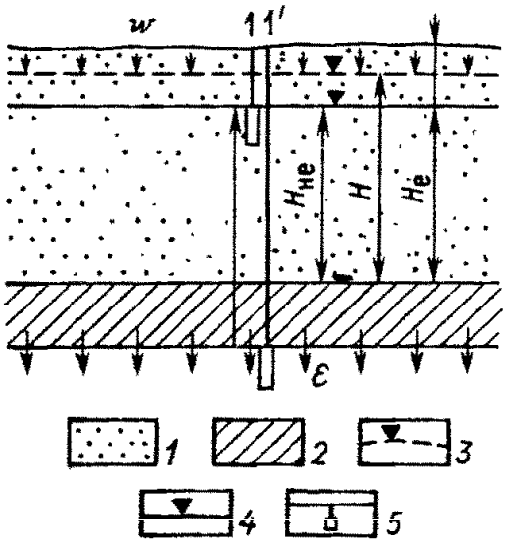


Рис. 10. Схема неограниченного потока грунтовых вод, связанного с подстилающими напорными водами путем перетекания через разделяющий слой пород:

1 водопроницаемые и водоносные породы; *2* — слабопроницаемые породы разделяющего слоя; *3*, *4* — уровень грунтовых вод (*3* — при $t>0$, *4* — при $t=0$); *5* — наблюдательная скважина, оборудованная фильтром, и ее номер

За пределами влияния граничного условия $b=0$ или $\Delta H^0=0$ при $x=0$ и $t>0$ поток грунтовых вод становится неограниченным в плане.

Неограниченный поток в условиях вертикального перетекания грунтовых вод в подстилающий водоносный горизонт напорных вод встречается часто при неглубоком залегании этих вод на низких аллювиальных террасах, плоских водоразделах и в низменностях, сложенных переслаиванием хорошо и слабопроницаемых пород.

Кроме указанных выше условий существования неограниченного потока без перетекания в условиях наличия вертикального водообмена этого потока с подстилающими напорными водами включаются также обязательное существование разности напоров грунтовых и межпластовых вод по вертикали и заметная проницаемость пород разделяющих слоев (рис. 10).

Перетекание более глубоких грунтовых вод (с глубиной до воды более 5—10 м) в напорные водоносные пласты отмечается в областях питания напорных вод, а обратное (восходящее движение напорных вод) — в областях их разгрузки.

Согласно уравнениям (43) и (44), основное дифференциальное уравнение неустановившегося движения (34) упрощается и получает вид

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial t}=\frac{w}{\mu}-c\Delta H, \qquad (48)$$

где $\Delta H = H - H_e$ — изменение уровня грунтовых вод в сечении x за время t; H и H_e — отметки уровня воды в том же сечении в моменты $t > 0$ и $t = 0$ — начальный момент, отвечающий окончанию установившегося движения; $w = w' - w_e$ — приращение интенсивности питания грунтовых вод при возникновении неустановившегося движения их; w' и w_e — интенсивности питания при $t > 0$ и $t \leqslant 0$.

Примем $H_{не} = \text{const}$, что отвечает большой водопроницаемости нижнего горизонта. Разность между горизонтальными притоком и оттоком вод исключена.

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

решением уравнения (48) будет формула, написанная относительно искомой величины wt в виде

$$wt = \frac{\mu c \Delta H t}{1 - e^{-\alpha}}. \qquad (49)$$

График функции $\Delta H = f(w, c, t)$ при $w > 0$ изображается восходящей выпуклой кривой; такая форма не зависит от направления перетекания. При $w < 0$ аналогичный график будет зеркальным отображением первого при $|w| = \text{const}$. Вообще же при $\Delta H = 0$ имеем вогнутую кривую $\Delta H = \varphi(t)$.

При $c = 0$, что отвечает абсолютной непроницаемости пород разделяющего слоя, из (49) имеем $wt = \mu \Delta H$.

Из анализа формулы (49) следует ряд выводов:

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

б) влияние перетекания возрастает с увеличением проницаемости пород разделяющего слоя и градиента вертикальной фильтрации;

в) с увеличением длительности инфильтрации атмосферных осадков увеличивается роль дренирования грунтовых вод путем перетекания в напорный водоносный горизонт, уровень воды повышается;

г) при значении коэффициента фильтрации раздельного слоя $k_0 = 0{,}001$ м/сут (песчаная глина) и $t = 200$ сут в условиях перетекания относительное (безразмерное, вычисленное по отношению к величине питания сверху) повышение уровня грунтовых вод, возникающее от постоянно действующей инфильтрации осадков любой интенсивности, становится меньше, чем при отсутствии перетекания, всего на 5%;

д) при расчете баланса грунтовых вод с вертикальным градиентом фильтрации 0,1 величиной перетекания их в

напорный водоносный пласт можно пренебречь при коэффициенте фильтрации пород разделяющего слоя $k_0 \ll 0{,}001$ м/сут, однако для оценки размера восполнения эксплуатационных запасов напорных вод необходимо учитывать перетекания и при $k_0 \ll 0{,}001$ м/сут.

Величина 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

$$\varepsilon_{ср} t = \mu(\Delta H_1 - \Delta H) = wt\left(1 - \frac{1 - e^{-ct}}{ct}\right), \qquad (50)$$

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.

Суммарная величина перетекания грунтовых вод (выражается в метрах слоя воды) за время t в подстилающий напорный водоносный горизонт или величина подпитывания — первых путем восходящей фильтрации из второго горизонта (в последнем случае эта величина отрицательная) при неизменном уровне напорных вод имеет вид

$$V_в = \varepsilon_e t + wt\left(1 - \frac{1 - e^{-ct}}{ct}\right). \qquad (51)$$

На практике часто встречаются случаи прямолинейной связи между колебаниями уровня грунтовых вод и пьезометрического уровня напорных вод. Эти связи закономерны, когда причиной изменения уровня напорных вод является колебание горизонтов в больших реках и каналах 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 подъема или спада уровня воды (рис. 11). Такую связь между колебаниями грунтовых и напорных вод можно представить в виде уравнения прямой

$$\Delta H_н = \xi \Delta H + \alpha, \qquad (52)$$

где $\Delta H_н$ — изменение пьезометрического уровня напорных вод за время t; ΔH — изменение уровня грунтовых вод за то же время; $\xi = \operatorname{tg}\gamma$ — угловой коэффициент прямолинейной связи величин $\Delta H_н$ и ΔH; α — отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат $\Delta H_н$ при $\Delta H = 0$; γ — угол наклона прямой к оси ΔH.

Если ввести обозначения для приращения условного питания $\Delta w' = \Delta w + \mu\alpha c$, где Δw — изменение интенсивности питания грунтовых вод в связи с изменением их уровня,

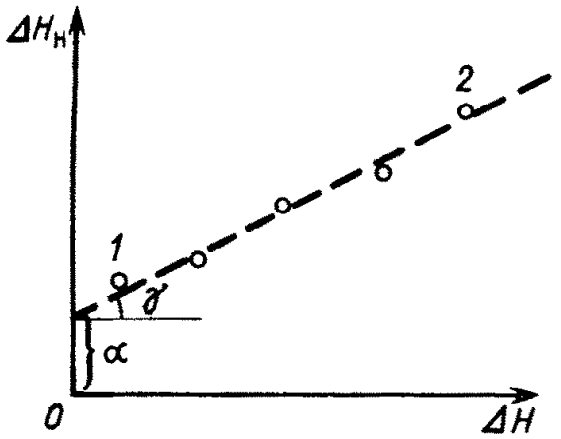


Рис. 11. График связи колебаний напоров межпластовых ($\Delta H_н$) и грунтовых (ΔH) вод:
1 и *2* - крайние точки наблюдения

$c_1=(1-\xi)c$, $c=\dfrac{k_0}{\mu m_0}$, то в случае изменения пьезометрического уровня напорных вод за расчетное время t величина изменения условного питания грунтовых вод неограниченного потока определится по формуле, аналогичной (49):

$$\Delta w't=\frac{\mu c_1 \Delta H t}{1-e^{-c_1 t}}. \qquad (53)$$

До применения формулы (52) строят график связи $\Delta H_н=f(\Delta H)$ (см. рис. 11). На усредненной графически прямой выбирают две крайние точки (*1* и *2*), далеко отстоящие друг от друга. С помощью данных о величинах $\Delta H_н$ и ΔH в этих точках находят параметры связи по формулам

$$\left.\begin{aligned}\xi&=\frac{\Delta H_{н1}-\Delta H_{н2}}{\Delta H_1-\Delta H_2};\\ \alpha&=\frac{\Delta H_{н1}+\Delta H_{н2}}{2}-\xi\frac{\Delta H_1+\Delta H_2}{2},\end{aligned}\right\} \qquad (54)$$

где $\Delta H_{н1}$, $\Delta H_{н2}$ — изменения напоров воды в напорном водоносном пласте.

В общем случае переменного напора напорных вод суммарная величина перетекания грунтовых вод в подстилающий напорный водоносный горизонт (при $\varepsilon_{ср}>0$) или величина восходящего перетока напорных вод в грунтовый поток (при $\varepsilon_{ср}<0$)

$$V'_в=\varepsilon_{ср}t=\varepsilon_e t+\Delta w't\left(1-\frac{1-e^{-c_1 t}}{c_1 t}\right)-\mu c\alpha t, \qquad (55)$$

где $\varepsilon_{ср}$ — усредненная за время t величина интенсивности перетекания грунтовых вод в напорный водоносный горизонт.

Интенсивность начального перетекания грунтовых вод при $\Delta H=0$ и $t=0$ равна первоначальной величине интенсивности питания этих вод сверху, т. е. $\varepsilon_e=w_e$.

Интенсивность начального перетекания грунтовых вод ε_e при $t=0$, вычисленная с использованием закона Дарси, имеет вид

$$\varepsilon_e=k_0(I_в-I_0), \qquad (56)$$

где $I_в$, I_0 — вертикальные градиенты фильтрации в разделяющем слое пород соответственно при $t=0$ и t, которые обусловливают начало фильтрации воды по закону Дарси.

Для вычисления падения напора воды при вертикальной фильтрации измеряют отметки уровня воды в верхнем (над кровлей разделяющего слоя) и в нижнем (под подошвой этого слоя) пьезометрах — коротких фильтрах наблюдательных скважин куста (см. рис. 10).

Приближенная оценка начального градиента вертикальной фильтрации через разделяющий слой пород выполняется так: выбирается период продолжительного осенне-зимнего или зимнего снижения уровня грунтовых вод, когда величины $\Delta w = w - w_e = \text{const}$ и $\Delta w' = \Delta w + \mu\alpha c = \text{const}$, т. е. интенсивность питания грунтовых вод сверху постоянна во времени. В этом периоде выбирают два удаленных друг от друга момента t_1 и t_2, для которых по уравнению (53) вычисляют величины $\Delta w' t_1$ и $\Delta w' t_2$, предварительно определив значение параметра c_1 для всего периода спада уровня. Затем составляют систему из четырех уравнений: два уравнения типа (55) для t_1 и t_2 и два уравнения с использованием закона Дарси:

$$\frac{V_{в_1}}{V_{в_2}} = \frac{\zeta_1 - \zeta_0}{\zeta_2 - \zeta_0} \frac{t_1}{t_2}; \tag{57}$$

$$\varepsilon_e = k_0 \frac{\zeta_н - \zeta_0}{m_0}, \tag{58}$$

где $V_{в_1}$, $V_{в_2}$ — суммарные величины перетекания грунтовых вод в напорный водоносный горизонт соответственно за промежутки времени t_1 и t_2; ζ_0 — критическая величина разности напоров грунтовых и напорных вод, при которой начинается гравитационное движение вод по закону Дарси; ε_e — первоначальная величина интенсивности перетекания грунтовых вод при $t = 0$; ζ_1, ζ_2, $\zeta_н$ — средние за время t_1, t_2 и при $t = 0$ величины вертикального падения напора в раздельном слое пород, определяемые по кусту наблюдательных скважин.

Например, $\zeta_1 = H_{ср} - H_{н.ср}$ — разность усредненных за время t_1 отметок уровня грунтовых и напорных вод соответственно по данным замеров глубин до воды в верхнем и нижнем пьезометрах куста скважин.

Определив из решения системы уравнений (57) и (58) величину ζ_0, находим начальный градиент вертикальной фильтрации через разделяющий слой пород:

$$I_0 = \zeta_0 / m_0, \tag{59}$$

где m_0 — мощность разделяющего слоя пород.

С учетом этого градиента и наблюденного $I_в$ по пьезометрам куста находим действующий напорный градиент $I_д = I_в - I_0$, что необходимо для расчета величины ε_e, т. е. для применения формулы (56).

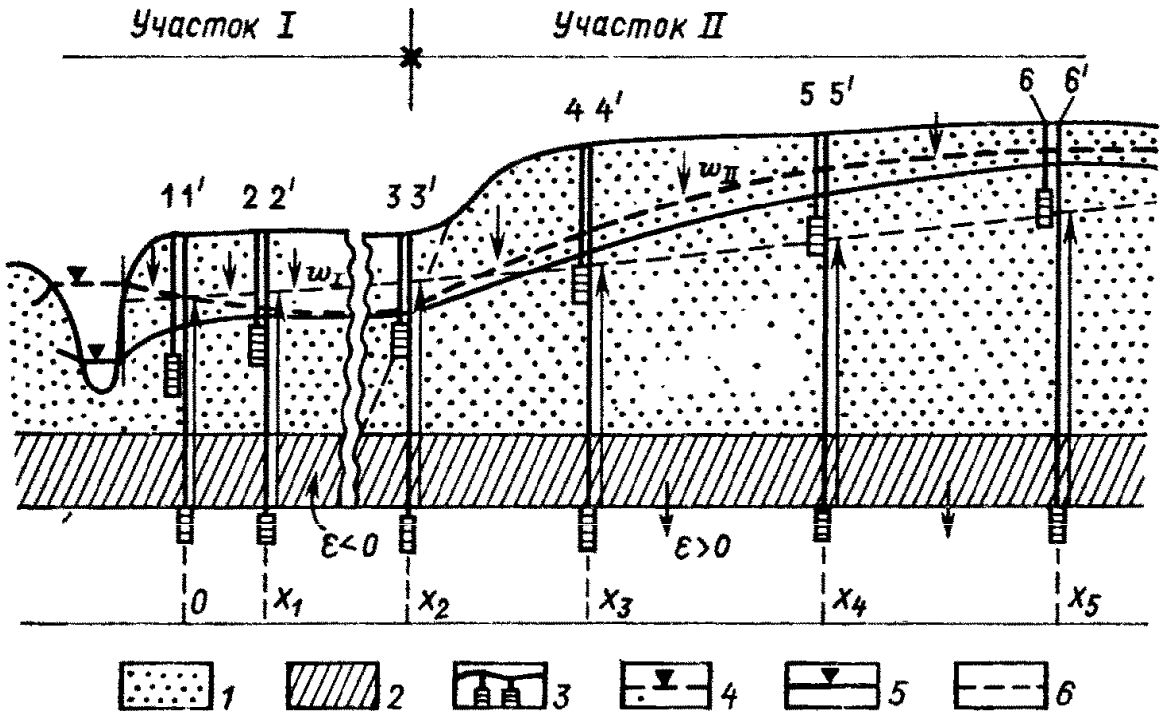


Рис. 12. Схема одномерного движения грунтовых и напорных вод в долине реки:

1 водопроницаемые и водоносные породы; *2* - слабопроницаемые породы разделяющего слоя; *3* - куст наблюдательных скважин, оборудованных фильтрами; *4* *5* – уровни грунтовых вод: *4* – при $t>0$, *5* - при $t=0$); *6* пьезометрический уровень межпластовых вод

Коэффициент фильтрации пород разделяющего слоя k_0 находим из системы уравнений

$$\zeta=\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}=\frac{1-e^{-c_1 t_1}}{1-e^{-c_1 t_2}}; \tag{60}$$

$$c=\frac{c_1}{1-\xi}; \tag{61}$$

$$k_0=\mu c m_0. \tag{62}$$

Для применения формулы (60) используются два периода осенне-зимнего спада уровня $(0-t_1)$ и $(0-t_2)$, соответствующие величинам изменения уровней ΔH_1 и ΔH_2.

Сложная система движения грунтовых вод представлена на рис. 12.

На широких надпойменных террасах, примыкающих к реке, распространен одномерный поток грунтовых вод. Для низкой надпойменной территории характерен прибрежный тип режима грунтовых вод, для высокой — водораздельный тип (см. рис. 12).

В пределах низкой надпойменной террасы происходит разгрузка напорных вод путем их перетекания вверх через разделяющий слой слабопроницаемых пород. На высокой террасе грунтовые воды перетекают в напорный водоносный

горизонт. Вдоль створа расположены кусты из спаренных наблюдательных скважин.

На прибрежной части потока (участок I) колебания уровня грунтовых вод с удалением от реки уменьшаются, а на возвышенной (участок II) — увеличиваются (см. рис. 12). Расстояния от реки до скв. 1 и 2 не более 25 и 200 м. Между скв. 2 и 3 расстояние равно и более $(4 \div 5)\sqrt{at}$. На высокой террасе расстояния между скважинами составляют 300—500 м. В скв. 3 колебания уровня снижаются до нуля. В пределах участка I поток может быть принят полуограниченным, в пределах участка II — также полуограниченным, но с постоянным уровнем на нижней границе (около скв. 3). Вдоль всего створа скважин происходит перетекание вод по вертикали.

По данным наблюдений за режимом уровня грунтовых вод в скв. 1 $(x=0)$ и по водомерному посту (ВП) за горизонтом воды в реке, можно гидрографы реки и графики колебания уровня грунтовых вод для расчетных периодов года $(0-t)$ принять за линейные во времени, так как $\Delta H(0, t)=bt$ (где b — постоянная скорость подъема уровня, t — время).

В качестве расчетной формулы для определения интенсивности питания грунтовых вод в пределах участка I (см. рис. 12) можно выбрать формулу (46) для полуограниченного потока с перетеканием, поскольку вторая граница потока находится от куста скв. 2 на расстоянии, значительно превышающем величину $(4 \div 5)\sqrt{at}$, а расстояние между кустами скв. 1 и 2 составляет всего $(0{,}5-1)\sqrt{at}$ ($\approx$150—200 м).

В качестве граничного условия принимаем график (см. рис. 12) колебания зеркала грунтовых вод по скв. 1 (при $x=0$), а в качестве начального условия — установившуюся кривую депрессии, наблюдавшуюся до подъема уровня при $t=0$, когда $\Delta H=0$.

Для величины w_{II} в пределах участка II, где режим грунтовых вод в большей степени зависит от инфильтрации осадков и испарения с уровня грунтовых вод и в меньшей — от влияния реки, в качестве расчетной можно выбрать формулу (47) для полуограниченного потока с перетеканием, но при отсутствии колебаний уровня на границе потока, т. е. при $x=0$, $bt=\Delta H^0=0$.

При этом за нижнюю границу потока выбираем основание уступа второй террасы, где, по данным скв. 3, колебания уровня воды минимальны (около нуля). Влияние испарения на понижение уровня проявляется в периоды спада последнего.

По формулам (46) и (47) вычисляют интенсивность питания грунтовых вод сверху w, используя данные о колебании уровней ($\Delta H^0=bt$ — в скв. 1, ΔH — в скв. 2 и т. д.), параметре μ,

коэффициентах c, $\lambda=\frac{x}{2\sqrt{at}}$ и $a=\frac{kh_{ср}}{\mu}$, расстоянии x и времени t, взятым отдельно для каждой части потока.

Для оценки величины интенсивности перетекания грунтовых вод в подстилающий водоносный горизонт в пределах участка I необходимо предварительно вычислить величину результирующего питания грунтовых вод $w'_I t$, происходящую как сверху с интенсивностью w_I, так и снизу — ε_I. Приняв для участка I величину результирующего питания грунтовых вод $w'_I t = w_I t - \varepsilon_{I\,ср} t$ и учитывая, что величины w_I и $\varepsilon_{I\,ср}$ постоянны в течение расчетного времени t, для расчета результирующего питания можно применить формулу (36). При этом ΔH берем по данным скв. 2, ΔH^0 — по скв. 1, x — расстояние между скв. 1 и 2.

Аналогично поступаем при расчете результирующей величины питания за время t — $w'_{II} t$ на участке II, где для этой цели применяем формулу (38). Величина ΔH берется по любой скважине в створе, расстояние x отсчитывается от куста скв. 3.

Интенсивности перетекания грунтовых вод $\varepsilon_{I\,ср}$ и $\varepsilon_{II\,ср}$ на участках I и II находят по уравнениям

$$\left.\begin{aligned}\varepsilon_{I\,ср} &= w_I - w'_I;\\ \varepsilon_{II\,ср} &= w_{II} - w'_{II}.\end{aligned}\right\} \qquad (63)$$

Метод уравнений связи

Часто при гидрогеологических съемках и разведке подземных вод или водоснабжении и обосновании мелиорации земель закладываются гидрогеологические скважины, которые в дальнейшем остаются в качестве наблюдательных за режимом грунтовых и напорных вод. При их расположении на местности необходима четкая увязка мест бурения с геоморфологией и общей гидрогеологией, но необязательно выполнение требований, предъявляемых к системе размещения скважин в плане, которые вытекают из рассмотренных выше методов гидродинамических расчетов.

Такие наблюдательные скважины лишь в общих чертах отражают типы естественного или нарушенного режима подземных вод и не позволяют произвести гидродинамический анализ неустановившегося режима вод и подсчитать их баланс. При расположении этих скважин на местности не учитывают направления движения подземных вод, расстояния между скважинами и т. п. Результаты наблюдения за режимом грунтовых вод по таким разрозненным скважинам допускают составление карт глубин до воды, гидроизогипс, иногда — выделение расчетных групп для применения метода конечных

разностей при двухмерном потоке вод, например по формулам (28), (29) и др.

Вместе с этим в большинстве случаев распространения водораздельного типа режима грунтовых вод отчетливо проявляется тесная корреляционная связь между изменением уровня грунтовых вод ΔH и мощностью зоны аэрации. Эта связь позволяет для определенных природных и водохозяйственных условий воспользоваться приближенным методом уравнений связи [4] для расчета элементов регионального баланса грунтовых вод.

При применении метода уравнений связи необходимо выполнение следующих основных требований.

1. Дневная поверхность должна быть представлена однородным рельефом — равнины или всхолмленные увалы с неглубоким врезом; одинаковая растительность и однородный литологический состав пород зоны аэрации.

2. Равномерное увлажнение изучаемой площади атмосферными осадками.

3. Условия формирования подземного стока в относительно однородных водоносных породах почти одинаковы на всей площади расположения скважин (почти одинаковые расстояния скважин от местных дрен или очагов инфильтрации осадков, отсутствие подпора грунтовых вод). В этих условиях разность между оттоком и притоком вод по горизонтали или местное восполнение подземного стока для мест расположения скважин будет зависеть главным образом от величины питания грунтовых вод сверху wt. Связь последней величины с мощностью зоны аэрации при этих условиях будет достаточно тесной.

4. Перетекание вод по вертикали отсутствует.

Если для однородного по указанным выше признакам района, площадь которого может составлять несколько десятков и даже сотен квадратных километров, принять постоянным во времени Δt и в пространстве региональный коэффициент пополнения подземного стока $\alpha_{ср}$, то для него (с обратным знаком) можно написать выражение

$$\alpha_{ср} = \frac{\left(\frac{\Delta Q}{F}\Delta t\right)_{ср}}{(w\Delta t)_{ср}} = \text{const}, \qquad (64)$$

где $\left(\frac{\Delta Q}{F}\Delta t\right)_{ср} = \left(\frac{Q_1 - Q_2}{F}\Delta t\right)_{ср}$ — усредненная для данного района разность между притоком Q_1 и оттоком грунтовых вод Q_2, отнесенная к единице площади, или среднее по площади местное пополнение подземного стока, взятое с обратным знаком в виде слоя воды за данный период времени, при этом Q_1 и Q_2 относятся к отдельным расчетным участкам площадью

F_i, на которые распространяются данные о режиме уровня грунтовых вод по каждой скважине i; $(w\Delta t)_{ср}$ — усредненная для района величина питания грунтовых вод сверху (при $w>0$ инфильтрация осадков до уровня воды; при $w<0$ расход этой воды на испарение).

Поскольку величина питания грунтовых вод для среднего по водности года полностью расходуется на подземный сток, вертикального перетока нет и изменение запасов воды близко к нулю, то для этого года $\alpha_{ср}\approx 1$.

Вместе с этим на любом конкретном участке расположения скважины i, вследствие возможного отличия местных условий инфильтрации и движения грунтовых вод от средних по району, вероятны отклонения коэффициента местного пополнения подземного стока от среднего на величину $\pm\beta$, т. е. будет действительно выражение

$$\frac{\left(\frac{\Delta Q}{F}\Delta t\right)_i}{(w\Delta t)_i}=\alpha_i=\alpha_{ср}\pm\beta_i, \tag{65}$$

где β_i — поправка или отклонение отношения величины местного пополнения подземного стока (с обратным знаком) к величине питания в данном пункте режимных наблюдений (около данной скважины) от отношения средних для района величин тех же элементов баланса; $\alpha_{ср}$ — региональный коэффициент пополнения подземного стока (с обратным знаком), равный отношению усредненных величин пополнения стока и питания сверху.

При отсутствии вертикального перетока грунтовых вод воспользуемся общим видом уравнения баланса этих вод для участка суши площадью F с учетом формул (6) и (8):

$$\mu\Delta H=\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t+w\Delta t.$$

Подставив сюда выражение для $\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$ из (65), получим для расчетного участка формулу

$$\mu\Delta H=(1+\alpha_{ср}\pm\beta_i)\,w\Delta t. \tag{66}$$

Если пренебречь поправкой β_i, то питание грунтовых вод в данном пункте режимных наблюдений можно будет вычислить по формуле

$$w'\Delta t=\frac{\mu\Delta H}{1+\alpha_{ср}}. \tag{67}$$

Относительная погрешность δ_{wt} расчета величины питания в данном пункте, возникающая при недоучете местных особенностей формирования подземного стока, составит

$$\delta_{wt}=\frac{\pm\beta_i}{1+\alpha_{ср}\pm\beta_i}. \qquad (68)$$

В результате вычисления относительной погрешности расчета питания грунтовых вод δ_{wt}, с учетом широкого диапазона возможного усредненного значения регионального коэффициента $\alpha_{ср}$ и возможных местных отклонений β_i от этого коэффициента, было установлено, что при $5\%<\alpha_{ср}\leqslant 50\%$ и $5\%<|\beta_i|\leqslant 30\%$ искомая погрешность находится в пределах $4{,}5\%<|\delta_{wt}|<16{,}7\%$ в восьми случаях из девяти и только в одном случае $|\delta_{wt}|=25\%$, что для региональной характеристики величины питания грунтовых вод вполне допустимо. Следует учесть, что данные по атмосферным осадкам и испарению в большинстве случаев имеют большую относительную погрешность.

Приведенный анализ относительных погрешностей δ_{wt} действителен при совпадении алгебраических знаков величин питания $w\Delta t$ и разности между притоком и оттоком вод $\frac{\Delta Q}{F}\Delta t$, что и наблюдается чаще для соответствующих отрезков времени Δt при водораздельном типе режима грунтовых вод.

Основываясь на этом выводе, обратимся опять к уравнению баланса грунтовых вод, далее учтем выражение (67), в котором вместо w' для сокращения будем писать w и вместо $\alpha_{ср}=-\alpha$. Таким образом, мы пренебрегаем поправкой $\pm\beta_i$ и считаем $w=w'$.

Зависимость изменения уровня грунтовых вод ΔH от мощности зоны аэрации z, происходящего за одно и то же время Δt (например, при непрерывном подъеме его — при инфильтрации осадков или при спаде уровня — под влиянием испарения), очень часто выражается степенной функцией вида [4]

$$\Delta H=az^b, \qquad (69)$$

где a, b — параметры кривой связи изменения уровня в данной скважине со средней глубиной до воды z, при этом $b<0$.

Параметр a отражает условия увлажнения по поверхности, а параметр b — условия инфильтрации или испарения в зоне аэрации.

С учетом (67) и (68) имеем

$$w\Delta t=\frac{\mu a}{1+\alpha}z^b. \qquad (70)$$

Обозначим параметр связи величины питания с глубиной до воды в виде

$$p=\frac{\mu a}{1+\alpha}. \qquad (71)$$

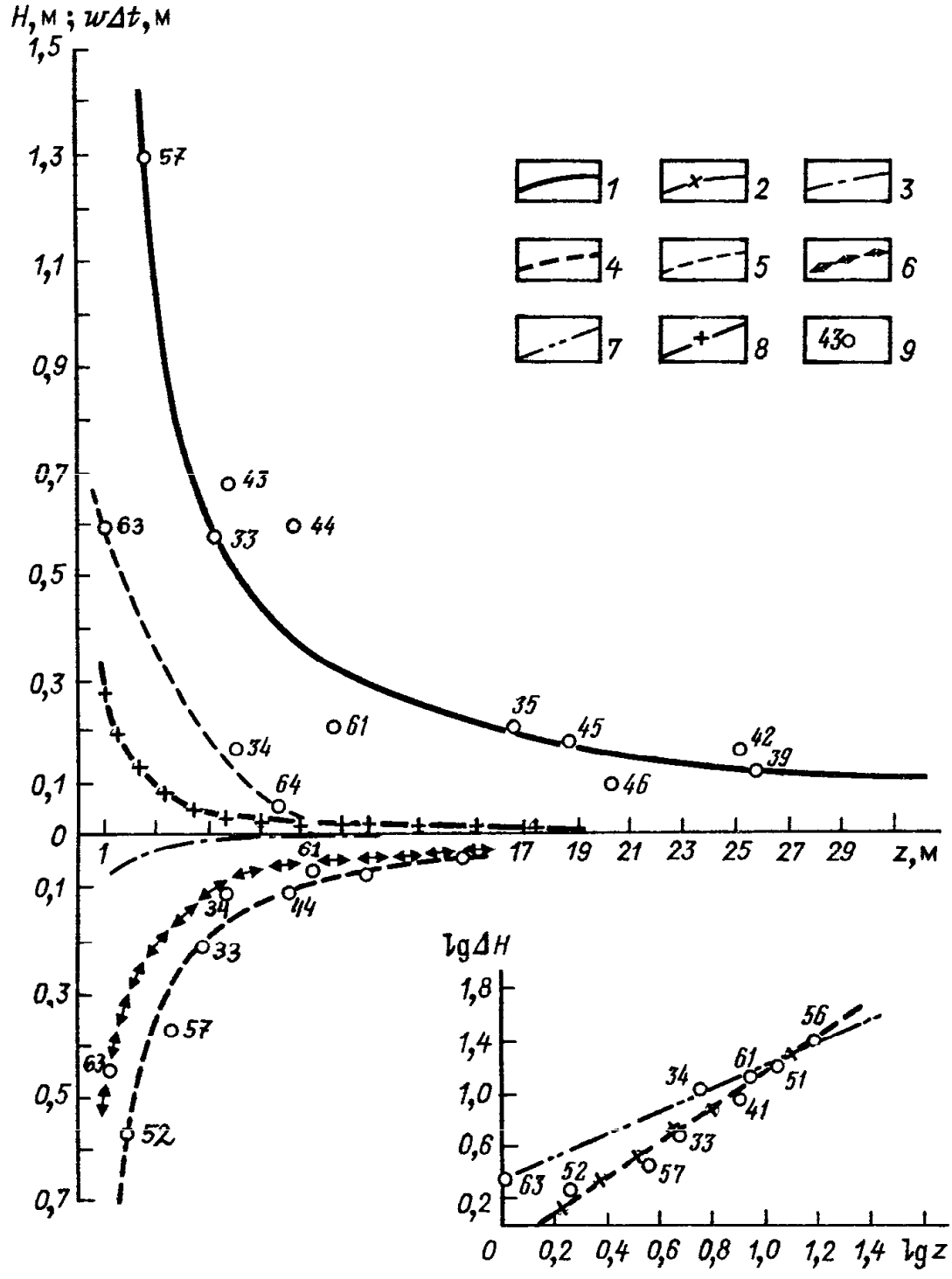


Рис. 13. Графики связи величин питания грунтовых вод и изменения их уровня с глубиной до воды для территории Сал-Манычского междуречья (*1*—*4*) и террас рек Маныч и Сал (*5*, *6*):

1—ΔH от z (осень—весна); *2* $w\Delta t$ от z (осень—весна, $\Delta t=182$ сут); *3*—$w\Delta t$ от z (осень, $\Delta t=61$ сут); *4*—ΔH от z (осень); *5* ΔH от z (осень—весна); *6*—ΔH от z (осень); *7*—$\lg\Delta H$ от $\lg z$ для террас; *8*—$\lg\Delta H$ от $\lg z$ для междуречья; *9*—точка наблюдения и ее номер

В результате вместо (70) будем иметь

$$w\Delta t=pz^{-c}, \tag{72}$$

где $c=-b$—абсолютная величина параметра b.

Зависимости (70) или (72) используются для расчета величины питания грунтовых вод за время Δt при колебаниях

уровня по данной скважине, которые должны отвечать пределам наблюденных глубин до воды.

Последовательность расчета параметров и элементов баланса приведена ниже.

1. Если мы имеем результаты режимных наблюдений за грунтовыми водами по группе скважин, то вначале задача сводится к нахождению для каждого отрезка времени Δt параметров a, b и p на соответствующих кривых связей величин ΔH с z, совмещенных на одном листе (рис. 13). При этом величина недостатка насыщения или водоотдачи пород μ должна быть определена по экспериментальному методу [4] с помощью наблюдений за влажностью пород зоны аэрации и данных об изменении уровня ΔH в аналогичную фазу режима вод.

2. Определение параметров a и b кривой связи $\Delta H = f(z)$ методом наименьших квадратов исходя из данных большого (не менее трех) числа наблюдательных скважин в районе. Перед этим, как указывалось ранее, должен быть построен график связи величин ΔH и z по фактическим замерам уровня воды во всех скважинах.

Приведем уравнение (69) к уравнению прямой

$$y = A + bx, \tag{73}$$

где $y = \lg \Delta H$; $x = \lg z$; $A = \lg a$.

По методу наименьших квадратов имеем

$$b = -c = \frac{n\Sigma xy - \Sigma x \Sigma y}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2}; \tag{74}$$

$$A = \lg a = \frac{\Sigma x^2 \Sigma y - \Sigma x \Sigma xy}{n\Sigma x^2 - (\Sigma x)^2}, \tag{75}$$

где n — число наблюдательных скважин.

Здесь значения x и y вычисляются по данным каждой наблюдательной скважины за время Δt.

Уравнение (73) следует использовать и для предварительной оценки возможности применения степенной зависимости (69) при аппроксимации связи величин ΔH и z. С этой целью строят график с координатами $x = \lg z$, $y = -\lg \Delta H$. Если большинство расчетных точек, каждая из которых отвечает определенной скважине, расположится около прямой вида (73), то зависимостью (69) можно вполне пользоваться.

При спаде уровня грунтовых вод $\Delta H < 0$; $w < 0$ и $\alpha \neq 0$. Для водораздельного типа режима этих вод исследуется зависимость абсолютных величин испарения грунтовых вод $|u\Delta\vartheta|$ и изменения их уровня $|\Delta H|$ от глубины до воды z. Для отыскания характера связей — величин ΔH с z мы не исключаем возможности применения и других зависимостей $\Delta H = f(z)$, отличных от

степенных. Во всех случаях для наблюденного диапазона глубин до воды остается справедливым выражение

$$w\Delta t=\varphi(z). \tag{76}$$

3. Средний коэффициент пополнения подземного стока α и параметра p, входящий в формулу (72), рассчитывают следующим образом.

По двум наименьшим значениям ΔH_1 и ΔH_2 (изменениям уровня в разных скважинах) за одно и то же время Δt, отвечающим глубинам z_1 и z_2, находят отношение

$$\mu\frac{\Delta H_2-\Delta H_1}{z_2-z_1}, \tag{77}$$

которое приравнивают значению первой производной от функции $w\Delta t$, взятой из формулы (72), для $z_{\text{ср}}=\frac{z_1+z_2}{2}$.

Такой прием расчета p основан на том очевидном положении, что при наибольших глубинах до воды разность между притоком и оттоком грунтовых вод изменяется с изменением глубин до воды значительно медленнее, чем изменение величины питания сверху $w\Delta t$. Поэтому указанную разность или приращение величины $\mu\Delta H$, приходящиеся на единицу изменения глубины, можно в области больших глубин считать приближенно равными приращению соответствующих величин питания на ту же единицу изменения глубины.

После соответствующих преобразований получаем среднее значение регионального коэффициента пополнения подземного стока в виде

$$\alpha=\frac{ab(z_1-z_2)-(\Delta H_1-\Delta H_2)z_{\text{ср}}^{1-b}}{(\Delta H_1-\Delta H_2)z_{\text{ср}}^{1-b}}. \tag{78}$$

Из этой формулы следует, что коэффициент местного пополнения стока α определяется лишь соотношением величин изменения уровня ΔH_1 и ΔH_2, снятым с обобщенного графика, средней глубиной до воды $z_{\text{ср}}$ и параметрами a и b кривой связи $\Delta H=f(z)$, которые косвенно отражают влияние недостатка насыщения почвы μ и увлажнения поверхности. Непосредственно в формулу (78) этот параметр μ не входит.

4. Величина местного пополнения подземного стока с каждого участка (пункта наблюдений, где имеется скважина) находится из уравнения баланса для участка суши площадью F и формулы (67):

$$\frac{\Delta Q}{F}\Delta t=\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t=\alpha w\Delta t=\frac{\mu\alpha}{1+\alpha}\Delta H. \tag{79}$$

Рассматриваемый метод широко внедрился в практику в Казахстане и на Украине в 70-е годы текущего века.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ РАСЧЕТА ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД ПО РЕЖИМНЫМ ДАННЫМ

Рассмотрим погрешности методов конечных разностей и аналитического, которые нами относятся к категории точных, поскольку они базируются на дифференциальном и интегральном исчислении и учитывают все известные граничные и начальные условия.

Оценка таких погрешностей производится для обоснования выбора расчетных формул, по которым вычисляется питание грунтовых вод по данным режимных наблюдений в наблюдательных скважинах. Все расчетные формулы тесно увязываются с расчетными схемами (моделями) движения подземных вод в водоносных пластах пород. Но так как природные и искусственные факторы этого движения весьма разнообразны и многочисленны, то расчетные схемы обычно отражают лишь главнейшие из этих факторов. Последние отличаются большим разнообразием, но знать их необходимо для оценки влияния на баланс и прогноз режима подземных вод.

Погрешности расчетов питания могут возникать: 1) при упрощении расчетной схемы — составляют методологическую группу; 2) при неучете ограничений применения конечно-разностных решений; 3) из-за неточности используемых параметров и измеренных в натуре исходных данных — метрологические погрешности.

Для полуограниченного потока без перетекания вод по вертикали формула (36) строго отвечает принятым краевым условиям и дифференциальному уравнению (34) для одномерного потока в однородном водоносном горизонте. Вместе с этим принятие в качестве граничного условия графика колебания уровня воды в ближайшей к расчетному сечению x скважине, находящейся ниже по потоку, где полагают $x=0$, связано с необходимостью оценить относительную погрешность расчета величины питания сверху по формуле

$$\delta_{wt}=\frac{(wt)_{1-2}-(wt)_2}{(wt)_{1-2}}=1-\frac{C[1-B-\chi(1-A)]}{(A-B)(1+C\chi-\chi)}, \qquad (80)$$

где $A=1-R(\lambda_2)$; $B=1-R(\lambda_1)$; $C=1-R(\lambda_{1-2})$; $\lambda_{1-2}=\frac{\Delta x}{2\sqrt{at}}$;

$\chi=\frac{\Delta H(x_1, t)}{\Delta H(x_2, t)}$; $\Delta x=x_2-x_1$; $(wt)_{1-2}$, $(wt)_1$ и $(wt)_2$ — величины питания грунтовых вод, вычисленные по формуле (36) соответственно по данным колебания уровня в скв. 1—2, данным на границе потока (при $x=0$) и в скв. 1, данным на той же границе и в скв. 2 (см. рис. 7); $\lambda_1=\frac{x_1}{2\sqrt{at}}$; $\lambda_2=\frac{x_2}{2\sqrt{at}}$; $\Delta H(x_1, t)$ и $\Delta H(x_2, t)$ —

изменения уровня грунтовых вод за одно и то же время t в скв. 1 и 2; x_1, x_2 — расстояния от границы потока до скв. 1 и 2.

Выводы из интерпретации формулы (80) были приведены выше.

Для неограниченного потока при отсутствии перетекания и однородном строении водоносных пород действительна формула (37). Эта формула может применяться при удалении расчетной скважины выше по потоку вод от границы потока на расстояние $x \geqslant (4 \div 5)\sqrt{at}$. При расчете питания по более близким к границе потока скважинам можно оценить погрешность, возникающую от замены полуограниченного потока неограниченным в плане. Относительная погрешность, возникающая в этом случае, составляет

$$\delta'_{wt} = \frac{\alpha - 1}{\beta - 1}, \tag{81}$$

где $\alpha = \Delta H^0 / \Delta H$; ΔH^0 и ΔH — изменения уровня грунтовых вод за время t в начальном $x = 0$ и данном x сечениях потока; $\beta = \frac{1}{R(\lambda)}$; $\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$; x — расстояние между начальным и расчетным сечениями (скважинами).

В работе [4] приведены номограммы для определения величины $\lambda = f(\delta'_{wt})$ при заданных значениях α и δ'_{wt}, позволяющие быстро оценить нижний предел расстояния x между смежными скважинами в створе по потоку вод, выше которого применима формула (37) с заданной погрешностью расчета величины wt.

На основании сопоставления расходов воды при неустановившемся движении грунтовых вод в полуограниченном потоке, вычисленных по формулам для неустановившегося $Q_{\text{ну}}$ и установившегося движения $Q_{\text{у}}$ (по Дюпюи), С. Ф. Аверьяновым получена зависимость

$$\varkappa = Q_{\text{ну}} / Q_{\text{у}} = f(F_0), \tag{82}$$

где $F_0 = \frac{at}{x^2} = \frac{1}{4\lambda^2}$ — критерий Фурье.

Из анализа числовых значений функции $\varkappa$ следует, что погрешность в расчете расхода потока по формулам установившегося движения будет тем меньше, чем больше значение F_0. Иначе говоря, погрешность будет тем меньше, чем дольше поток существует и чем он короче, т. е. чем меньше x. Следовательно, расстояние между скважинами по потоку вод, закладываемыми для характеристики неустановившегося движения должно быть не более чем

Таблица 3

Значения коэффициента $\varkappa = f(F_0)$, по С. Ф. Аверьянову

F_0	$\varkappa$	F_0	$\varkappa$	F_0	$\varkappa$	F_0	$\varkappa$	F_0	$\varkappa$
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		

$$x \leqslant \sqrt{\frac{at}{F_0}}, \tag{83}$$

где t — расчетное время, например измеренное между сроками наступления смежных экстремумов уровня воды.

Величина $F_0 = \frac{at}{x^2}$ берется из табл. 3 для соответствующего значения величины $\varkappa$. При этом учитывается, что относительная погрешность расчета расхода потока по формуле Дюпюи (для неустановившегося движения)

$$\eta = \frac{Q_{\text{ну}} - Q_{\text{у}}}{Q_{\text{у}}} = \varkappa - 1. \tag{84}$$

При $\eta = 21\%$, что удовлетворяет наши расчеты, имеем $\varkappa = 1{,}21$ и из табл. 3 находим соответствующее $F_0 = 0{,}40$. В итоге получаем оптимальное расстояние между скважинами, отвечающее формуле:

$$x \leqslant 1{,}58\sqrt{at}. \tag{85}$$

При $F_0 \geqslant 0{,}80$ $\varkappa \leqslant 1{,}1$, что соответствует относительной погрешности расчета расхода потока $\eta \leqslant 10\%$, а из формулы (83) получаем

$$x \leqslant 1{,}12\sqrt{at}. \tag{86}$$

Оценки метрологических погрешностей компонентов питания, а также роли погрешностей отдельных элементов баланса грунтовых вод в формировании результирующей погрешности расчетного питания сверху Δ_w или величины результирующего вертикального водообмена $\Delta_{w-\varepsilon}$ производятся следующим образом.

При наличии вертикального перетекания грунтовых вод в подстилающий напорный горизонт межпластовых вод с интенсивностью ε действительно выражение баланса вод в общем виде (6) или

$$\mu\Delta H=\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t+(w-\varepsilon)\Delta t, \tag{87}$$

где при $\frac{\Delta H}{h_{ср}}\leqslant 0{,}2$ $Q_1=kh_{ср}I_1$ и $Q_2=kh_{ср}I_2$ расходы одномерного потока грунтовых вод единичной ширины на средний $(s+1)$ момент времени Δt при установившемся движении вод в средних сечениях M и N (см. рис. 1); I_1, I_2 — уклоны потока между скв. 1, 2 и 2, 3 на средний $(s+1)$ момент промежутка времени Δt; $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока; k — средний коэффициент фильтрации по горизонтали для водоносных пород; F — площадь элемента ($l_{ср}=1$).

Условие $\frac{\Delta H}{h_{ср}}\leqslant 0{,}2$ встречается часто, когда колебания уровня грунтовых вод составляют менее 20% от мощности потока. Это позволяет применять к расчету линейное уравнение неустановившегося движения (34).

При малых мощностях потока, когда $\frac{\Delta H}{h_{ср}}>0{,}2$ и горизонтальном водоупоре применяют формулу Дюпюи, в которой фигурируют квадраты мощностей потока, или формулу Каменского в случаях наклонного водоупора и неоднородного строения пласта.

Исходя из уравнения (87) и формул расходов одномерного потока грунтовых вод единичной ширины, можно написать выражение для предельной абсолютной погрешности интенсивности вертикального водообмена в виде

$$\Delta_{w-\varepsilon}=\Delta_w+\Delta_\varepsilon=\frac{\Delta H}{\Delta t}\Delta_\mu+\mu\frac{\Delta_{\Delta H}}{\Delta t}+\frac{h_{ср}}{F}\left[k\left(\Delta_{I_1}+\Delta_{I_2}\right)+\left(I_1-I_2\right)\Delta_k\right]. \tag{88}$$

Вывод этой формулы основан на допустимости замены малых погрешностей переменных величин k и (I_1-I_2), а также μ и ΔH их дифференциалами.

В формулу (88) введены следующие обозначения предельных абсолютных погрешностей: $\Delta_{w-\varepsilon}$ — вертикальный водообмен между элементом грунтового потока и зоной аэрации, а также с подстилающим водоносным горизонтом; Δ_w — интенсивность питания сверху; Δ_ε — интенсивность перетекания грунтовых вод в подстилающий водоносный горизонт; Δ_μ — гравитационная водоотдача водоносных пород в относительных единицах;

$\Delta_{\Delta H}$ — изменения уровня грунтовых вод; Δ_{I_1} и Δ_{I_2} — напорных градиентов для участков потока между скв. 1—2 и 2—3, относительные единицы; Δ_k — коэффициент фильтрации водоносных пород, м/сут.

Из формулы (88) видно, что предельная абсолютная погрешность вертикального водообмена $\Delta_{w-\varepsilon}$ увеличивается с ростом разности между уклонами потока $(I_1 - I_2)$, их погрешностей, а также с увеличением водопроводимости $kh_{ср}$ водоносного горизонта.

Главная составляющая погрешности $\Delta_{w-\varepsilon}$ — погрешность коэффициента водоотдачи или недостатка насыщения пород Δ_μ.

Предельная относительная погрешность вертикального водообмена выражается в виде

$$\delta_{w-\varepsilon} = \frac{\Delta_{w-\varepsilon}}{w-\varepsilon} \approx \frac{\Delta_{w-\varepsilon}\Delta t}{\mu \Delta H}. \qquad (89)$$

Заметим, что для кривых депрессий спада, при которых расходы потока увеличиваются по пути движения, относительные погрешности $\delta_{w-\varepsilon}$ минимальны, а для кривых подпора, отвечающих уменьшению расхода потока по пути движения,— максимальны.

При совместных горизонтальных и вертикальных водообменах критерий оценки их роли в формировании величины результирующего питания грунтовых вод можно найти, воспользовавшись уравнением (87) и методом наложения течений (суперпозиции). При этом вместо (87) получаем

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{kh_{ср}}{F}(\Delta I_1 - \Delta I_2) + (\Delta w - \Delta \varepsilon); \qquad (90)$$

$$\frac{\Delta Q_1' - \Delta Q_2'}{F} = \frac{kh_{ср}}{l^2}(\xi_1 + \xi_2), \qquad (91)$$

где $\Delta H = H - H_e$; H_e — первоначальный уровень грунтовых вод в среднем сечении (скв. 2) потока при $t=0$ (см. рис. 1); H — уровень грунтовых вод в том же сечении при $t>0$ или при $t=\Delta t$, при этом начальный момент $t=0$ выбирается в начале изменения уровня воды во времени; $\Delta I_1 = I_1 - I_{1e}$; $\Delta I_2 = I_2 - I_{2e}$; I_1, I_2 — уклоны потока соответственно между скв. 1, 2 и 2, 3 при $t=\frac{\Delta t}{2}$; $I_{1.e}$, $I_{2.e}$ — то же, но при $t=0$; $\Delta w = w - w_e$; $\Delta\varepsilon = \varepsilon - \varepsilon_e$; w, ε — интенсивности соответственно питания и перетекания грунтовых вод при $t>0$; w_e, ε_e — то же при $t=0$; $F = l \cdot 1$; $l_1 = l_2 = l$; $\Delta Q_1 = Q_1 - Q_{1,e}$; $\Delta Q_2' = Q_2 - Q_{2,e}$; $Q_{1,e}$, $Q_{2,e}$ — первоначальные при $t=0$ расходы воды в сечениях M и N; $\xi_1 = \Delta H_1 - \Delta H_2$; $\xi_2 = \Delta H_3 - \Delta H_2$; ΔH_1, ΔH_2, ΔH_3 — изменения уровня воды в скв. 1, 2, 3 за время Δt (см. рис. 1).

Первое слагаемое в правой части уравнения (90) выражает собой разность приращений расходов воды одномерного потока $\Delta Q_1'$ и $\Delta Q_2'$ в сечениях M и N (см. рис. 1), возникшую при переходе от момента $t=0$ к моменту $t=\frac{\Delta t}{2}$. При этом установившееся движение сменяется неустановившимся.

Далее найдем *выражение для относительной погрешности разности приращений интенсивностей питания и перетекания* или погрешности, вносимой недоучетом первого слагаемого в правой части формулы (90), т. е. при исключении величины $\frac{\Delta Q_1'-\Delta Q_2'}{F}$ из баланса воды.

Предельная абсолютная погрешность последней величины определяется по формуле

$$\Delta_{(\Delta Q_1'-\Delta Q_2')/F}=\frac{h_{ср}}{l^2}\left[k\left(\Delta_{\xi_1}+\Delta_{\xi_2}\right)+\left(\xi_1+\xi_2\right)\Delta_k\right]. \qquad (92)$$

Пример. Исходные данные: $\xi_1=0{,}05$ м; $\xi_2=0{,}1$ м; $\Delta_{\xi_1}=\Delta_{\xi_2}=0{,}02$ м; $k=10$ м/сут; $l=200$ м; $h_{ср}=10$ м, $\Delta_k=2$ м/сут. Требуется определить величину абсолютной погрешности.

Подстановка числовых значений величин в формулу (92) дает $\Delta_{(\Delta Q_1'-\Delta Q_2')/F}=0{,}18$ мм/сут, или по отношению к величине изменения запасов грунтовых вод $\mu\frac{\Delta H}{\Delta t}=3{,}33$ мм/сут получим $\delta_{(\Delta Q_1'-\Delta Q_2')/F}=5{,}4\%$.

Здесь было принято: $\mu=0{,}1$; $\Delta H=1$ м; $\Delta t=30$ сут. Абсолютная величина разности приращений расходов притекающей и оттекающей воды в горизонтальном направлении по формуле (91) составит $\frac{\Delta Q_1'-\Delta Q_2'}{F}=\frac{10\cdot 10}{200^2}(0{,}05+0{,}1)=0{,}000375$ м/сут $=0{,}375$ мм/сут.

Пренебрежение горизонтальным водообменом в балансе грунтовых вод, т. е. при допущении $\Delta Q_1'=\Delta Q_2'$, приводит к относительной погрешности величины приращения вертикального водообмена в виде

$$\delta'_{\Delta w-\Delta\varepsilon}=\frac{(\Delta Q_1'-\Delta Q_2')\Delta t}{\mu\Delta HF}. \qquad (93)$$

При $F=l\cdot 1$ величина $\frac{\Delta Q_1'-\Delta Q_2'}{F}$ определяется по формуле (91).

В числовом примере будем иметь: $\delta_{\Delta w-\Delta\varepsilon}=\frac{0{,}375}{3{,}33}=0{,}113=11{,}3\%$. Такая величина относительной погрешности, вызванная недоучетом приращений горизонтальных притока и оттока вод, находится в пределах погрешности, вносимой приближенностью величины параметра μ около 20%.

Для условий данного примера можно заключить, что в целях приближенных расчетов питания грунтовых вод с перетеканием их в подстилающий водоносный горизонт с указанной погрешностью (менее 20%) допустимо ограничиться схемой неограниченного потока и использовать формулы (49), (50) и (51), а также (53) и (55). Основное требование при этих расчетах — не превышать относительную погрешность параметра μ более чем на 20%.

Для оценки вероятного во времени или в пространстве отклонения суммы элементов баланса от среднего значения p вычисляют корень квадратный из суммы квадратов вероятных отклонений:

$$p=\sqrt{p_1^2+p_2^2}, \tag{94}$$

где p_1, p_2 — вероятные отклонения от средних значений соответственно разности между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении и изменения запаса грунтовых вод на единицу времени.

Вместо формулы (94) можно воспользоваться аналогичной формулой для средних квадратических погрешностей

$$\sigma_{w-\varepsilon}=\sqrt{\sigma^2_{(Q_1-Q_2)/F}+\sigma^2_{(\mu\Delta H)/\Delta t}}, \tag{95}$$

где $\sigma_{w-\varepsilon}$, $\sigma_{(Q_1-Q_2)/F}$, $\sigma_{(\mu\Delta H)/\Delta t}$ — средние квадратические погрешности соответственно для величин $w-\varepsilon$, $\frac{Q_1-Q_2}{F}$ и $\mu\frac{\Delta H}{\Delta t}$.

Для оценок абсолютных и относительных погрешностей элементов баланса используют данные гидрогеологической съемки и разведки на воду. При этом для типовых в гидрогеологическом отношении участков вычисляют: мощность грунтового потока $h_{ср}$, коэффициент фильтрации водоносных пород k, уклоны потока на расчетных участках I_1 и I_2, параметр μ (водоотдача или недостаток насыщения грунтов в нижней части зоны аэрации) и определяют направления движения грунтовых вод в плане. В качестве допустимых принимают погрешности: $\Delta_{\Delta H}=0{,}02$ м, $\Delta_{I_1}=\Delta_{I_2}=0{,}02/l$ (l — расстояние между наблюдательными скважинами); $\delta_\mu=0{,}2$; $\delta_k=0{,}2$; $\delta_{k_0}=0{,}2$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПО РЕЖИМНЫМ ДАННЫМ

Решение задач по определению питания грунтовых вод сверху $w\Delta t$ начинают с определения гидрогеологических параметров по данным режимных наблюдений за два предшествующих и данный годы.

Важнейший емкостной параметр — *коэффициент гравитационной водоотдачи или недостатка насыщения* основания зоны аэрации μ. Он представляет собой отношение количества воды, вытекающей из данного объема водоносного грунта путем гравитационного стока (при понижении уровня воды на ΔH) или объема поглощенной воды при насыщении пород (при подъеме уровня воды на величину ΔH), к объему этого грунта.

Этот параметр весьма надежно определяется экспериментально с помощью наблюдения за влагосодержанием в зоне аэрации и колебанием уровня грунтовых вод.

Так, если в цилиндрический сосуд (лизиметр) сечением ω загружен монолит водопроницаемого грунта высотой, превышающей мощность подпертой капиллярной каймы, то вначале монолит насыщают водой снизу до установившегося уровня H. Затем воде дают стечь в объеме $\Delta V'_в$, что вызывает понижение уровня (установившегося по пьезометру) на $-\Delta H_в$.

При этом объем слитой воды $\Delta V'_в = -\mu\omega\Delta H_в$, а объем полностью насыщенного грунта изменится на величину $\Delta V'_{гр} = -\omega\Delta H_в$.

На основании такого опыта находят величину водоотдачи грунта

$$\mu_в = \frac{\Delta V'_в}{\Delta V'_{гр}}. \tag{96}$$

Аналогично определяют величину недостатка насыщения $\mu_н$, заменив слив воды подливом ее снизу. При этом первоначальный уровень воды в пьезометре поднимется на высоту $\Delta H_н > 0$, объем влитой воды $\Delta V''_в = \mu_н\omega\Delta H_н$, а объем дополнительно насыщенного грунта $\Delta V''_{гр} = \omega\Delta H_н$. В результате недостаток насыщения грунта будет равен $\mu_н = \frac{\Delta V''_в}{\Delta V''_{гр}}$.

Второй метод определения μ в натуре основан на расчете параметра по формуле

$$\mu = \frac{\Sigma_2 \Delta z W''_{об} - \Sigma_1 \Delta z W'_{об}}{\Delta H}, \tag{97}$$

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

Графическая иллюстрация данного расчета дана на рис. 14.

При пользовании формулой (97) необходимо помнить, что глубины Δz отсчитывают от самого высокого положения поверхности подпертой капиллярной каймы до уровня самого глубокого положения зеркала воды.

Объемная влажность $W_{об}$ равна произведению весовой влажности $W_в$ на объемную массу скелета грунта δ.

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 формулы (97) действительно развернутое выражение для параметра μ:

$$\mu = \frac{\Delta B_к}{\Delta H} + n - (\Delta h_к + \Delta H)\frac{W_0}{\Delta H}, \qquad (98)$$

в котором $\Delta B_к = B_{к_2} - B_{к_1}$;

$$\Delta h_к = h_{к_2} - h_{к_1}; \quad B_к = \sum_{i=1}^{n_1} \Delta z_i W_{об\,i},$$

где $B_{к_1}$ и $B_{к_2}$ — запасы влаги в подпертой капиллярной кайме 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 грунта, которая остается над последним положением каймы после спада уровня; n — пористость или полная влагоемкость грунтов; n_1 — число интервалов зоны аэрации.

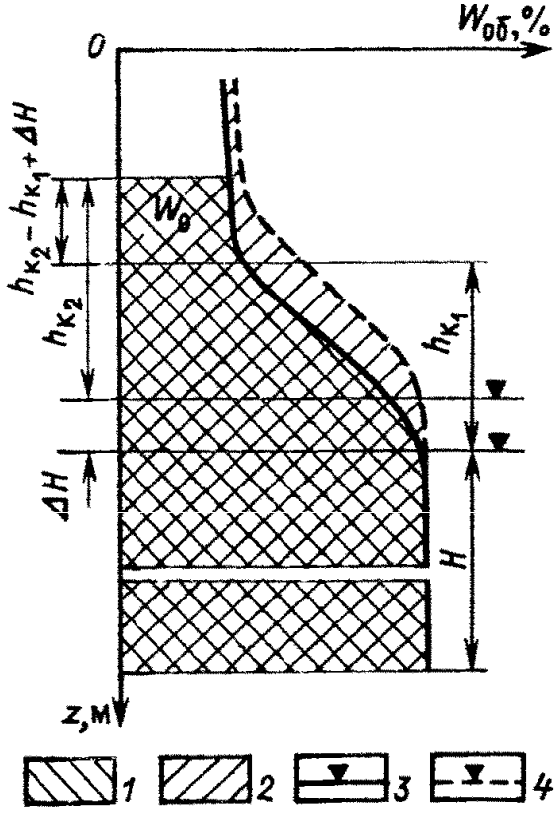


Рис. 14. Сопоставление нижних частей эпюр влажности грунтов в зоне аэрации и в грунтовом потоке:
1, 2 эпюры влажности (*1* — до изменения уровня грунтовых вод, *2* после изменения уровня грунтовых вод); *3 – 4* — уровни воды (*3* - начальный, *4* - конечный)

При неизменном запасе влаги в капиллярной кайме, т. е. когда $\Delta B_к = 0$; $\Delta h_к = 0$:

$$\mu = n - W_0. \qquad (99)$$

Таким образом, только в частном случае параметр μ равен разности между полной влагоемкостью и средней объемной влажностью грунтов, имевшей место над капиллярной каймой в пределах повышения ее верхней границы или сохранившейся над каймой после понижения уровня грунтовых вод.

Для применения второго метода определения влажности пород выбирают относительно однородный по литологии участок площадью несколько сотых гектара с ровной поверхностью и одинаковой растительностью. В центре участка оборудуют наблюдательную скважину с коротким (около 1 м) фильтром вблизи минимального уровня воды. По этой скважине определяют изменение уровня грунтовых вод ΔH за период наблюдений Δt. Эта же величина контролируется каждый раз при отборе проб грунта на влажность путем замера глубин до воды в зондировочных скважинах от постоянных реперов на поверхности земли.

Отбор проб грунта в зондировочных скважинах или замеры влажности пород производят через 0,1 м по вертикали от

дневной поверхности до зеркала грунтовых вод; кроме того, берут две-три пробы грунта под уровнем воды с помощью грунтоносов для определения полной влагоемкости пород. Для получения средних величин μ в пункте отбора проб грунта одновременно проходят три-четыре зондировки с отбором проб на одних и тех же глубинах.

Время отбора проб и наблюдения за влажностью зоны аэрации приурочивают к моментам минимума (например, ранней весной) стояния грунтовых вод, а также к моментам последующих максимумов уровней (например, в конце весны) после половодья.

Так как влажность грунтов над капиллярной каймой длительное время (в отсутствие осадков) остается в подвешенном состоянии, а по абсолютной величине она отвечает наименьшей влагоемкости НВ, то для песчаных, супесчаных и суглинистых грунтов величина водоотдачи или недостатка насыщения грунтов (при медленных колебаниях, типичных для водораздельного типа режима грунтовых вод) приближенно определяется по формуле

$$\mu = ПВ - НВ, \qquad (100)$$

где ПВ — полная влагоемкость, равная пористости n, за вычетом объема защемленного воздуха, равного для песков примерно 5%, для суглинков ≈8% [4]. Экспериментально НВ определяется с помощью опытных наливов воды и определения влажности грунтов на опытных делянках.

При неглубоком залегании грунтовых вод, когда максимальная высота капиллярного поднятия больше глубины до воды,

$$\mu = ПВ - КВ, \qquad (101)$$

где КВ — величина капиллярной влагоемкости слоя грунта, отвечающая данному положению зеркала грунтовых вод.

В этом случае величина недостатка насыщения или водоотдачи будет зависеть от глубины до воды. Поэтому важно знать количественную связь величины КВ с высотой над уровнем грунтовых вод. При больших глубинах до воды в суглинках (КВ≈НВ) применяется формула (100).

Помимо того что при медленных колебаниях уровня грунтовых вод водоотдача примерно равна недостатку насыщения, надо учитывать, что при режимных и балансовых исследованиях получаемая величина параметра μ отвечает времени средней из наблюденных продолжительностей спадов или подъемов уровня, вызванных инфильтрацией осадков или поливных вод, и средней продолжительности расходования грунтовых вод на испарение и сток.

В общем случае этот параметр μ подвержен небольшому изменению во времени.

В работе [4] были рассмотрены *эмпирические методы расчета параметра* μ, которые учитывают водопроводимость пород, а также методика определения наименьшей влагоемкости НВ.

Ниже приведены обобщенные значения параметра μ для балансовых расчетов изменения запасов грунтовых вод в различных породах.

Глины песчаные, суглинки тяжелые	$\leqslant 0{,}01 \div 0{,}04$
Суглинки:	
средние	$0{,}03 \div 0{,}06$
легкие	$0{,}05 \div 0{,}08$
Супеси	$0{,}07 \div 0{,}10$
Пески:	
мелкозернистые	$0{,}10 \div 0{,}15$
среднекрупнозернистые	$0{,}15 \div 0{,}25$
Известняки трещиноватые	$0{,}02 \div 0{,}07$
Опоки	$0{,}03 \div 0{,}05$
Торф	$0{,}02 \div 0{,}05$

Параметр μ для суглинистых и супесчаных разностей пород может изменяться в 1,5—2 раза. При выборе μ большое значение имеет глубина нахождения грунтовой воды. Чем больше эта глубина, тем устойчивее во времени значение параметра μ, абсолютная величина его также часто больше для одних и тех же разностей пород.

Главнейший параметр неустановившегося движения грунтовых вод — *коэффициент уровнепроводности* грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, который определяют по режимным данным, пользуясь методами конечных разностей или аналитическим методом, а также результатами режимных наблюдений по той или иной наблюдательной сети скважин. Определения этого параметра, а также элементов баланса грунтовых вод представляют собой обратную задачу изучения фильтрационных полей, а поэтому в качестве расчетных формул могут использоваться любые из приведенных выше, которые являются соответствующими выражениями неустановившегося движения или аналитическими решениями дифференциальных уравнений этого движения.

Например, для двухмерного в плане потока грунтовых вод при пяти наблюдательных скважинах (см. рис. 5, *в*) и наличии перетекания вод в подстилающий напорный водоносный горизонт, в случаях, когда возможно применение линейных уравнений, из уравнения баланса имеем

$$w\Delta t = \mu \Delta H_{ср\,n} + \frac{\mu a \Delta t}{F} \sum_{i=1}^{4} \alpha_i (H_n - H_i) + \varepsilon \Delta t \qquad (102)$$

и получаем расчетную формулу

$$a=\frac{[\mu\Delta H_{cpn}-(w-\varepsilon)\Delta t]F}{\mu\Delta t\sum\limits_{i=1}^{4}\alpha_i(H_i-H_n)}, \qquad (103)$$

где $\alpha_i=d_i/l_i$ — отношение длины стороны расчетного элемента (участка) потока к расстоянию от боковой скважины i до центральной скважины n; H_i и H_n — средние за промежуток времени значения уровня (отметки) грунтовых вод в боковой i и средней n скважинах; F — площадь выделенного элемента (участка) потока.

Разность между интенсивностями питания сверху и перетекания грунтовых вод вниз $(w-\varepsilon)$ можно определить по режимным данным для самой удаленной от дрен или очагов местной инфильтрации одиночной скважины по формуле

$$w-\varepsilon=\frac{\mu\Delta H'}{\Delta t}, \qquad (104)$$

где $\Delta H'$ — изменение уровня грунтовых вод в наиболее удаленной от дрены одиночной скважине за расчетный промежуток времени Δt.

Формула (104) действительна для неограниченного в плане грунтового потока. Разность $\omega-\varepsilon$ допустимо приближенно принять равной нулю, если до изменения уровня грунтовых вод движение воды (при $t=0$) было близко к установившемуся, т. е. когда ΔH_{cpn} было очень небольшим (порядка нескольких сантиметров за период Δt).

Таким образом, применять формулу (103) допустимо только для тех периодов года, в течение которых $w=\varepsilon$ или известно соотношение w/ε. Последнее можно найти из формулы (50), предварительно определив параметр c по формуле (60), т. е. приняв поток грунтовых вод около средней скважины n неограниченным в плане.

Для одномерного грунтового потока в однородном пласте при горизонтальном водоупоре при отсутствии питания сверху и перетекания вод по вертикали коэффициент уровнепроводности можно вычислить по формуле, полученной из уравнения (23), при $w=0$ и $\varepsilon=0$:

$$a=\frac{kh_{cp}}{\mu}=\frac{(h_{2,s+2}-h_{2,s})\bar{l}_{cp}}{\left(\frac{h_{1,s+1}-h_{2,s+1}}{l_1}-\frac{h_{2,s+1}-h_{3,s+1}}{l_2}\right)\Delta t}. \qquad (105)$$

При пользовании этой формулой надо помнить, что в качестве исходных данных для расчета коэффициента a требуются режимные наблюдения по скв. 1, 2, 3 (см. рис. 1): расстояние между первой и второй равно l_1, между второй и третьей — l_2. Скважины располагают в створе по потоку грунтовых вод.

Результаты режимных наблюдений должны относиться к периоду года, в течение которого питание грунтовых вод отсутствует. Для центральной части европейской территории СССР таким периодом обычно является осенне-зимний, когда выпадают твердые осадки, а глубины до воды более 5 м, при которых расход влаги на переток в зону аэрации крайне незначителен. Другие расчетные формулы, основанные на методе конечных разностей, можно найти в работе [4].

Для полуограниченного потока, одномерного в плане, при однородном строении водоносного пласта пород и наличии створа скважин, нормального к дрене (по направлению потока вод) по аналитическому методу была получена формула (36), в которой величина питания грунтовых вод для расчета параметра a должна быть принятой равной нулю, т. е. $w\Delta t=0$.

При этом расчетная формула имеет вид

$$R(\lambda)=\frac{\Delta H}{\Delta H^0}, \tag{106}$$

где ΔH и ΔH^0 — изменения уровней грунтовых вод в расчетной наблюдательной скважине и в скважине, принятой за границу потока или на урезе реки; x — расстояние от реки или начального сечения до скважины; $\lambda=\frac{x}{2\sqrt{at}}$.

В последнем случае при $x=x_1$ или $x=x_2$ необходимо вычислить величину сопротивления ложа водоема, по В. М. Шестакову, Δl (см. ниже), которая добавляется к расстояниям x от скважин до реки. Если за нижнее, начальное, сечение принять скв. 2 (см. рис. 7, *а*), то необходимо учитывать, что $x=x_2-x_1$, $\Delta H=\Delta H_2$ и $\Delta H^0=\Delta H_1$.

В качестве расчетного периода t выбирается тот, в течение которого питание грунтовых вод сверху отсутствует ($w=0$). Таким периодом для Центра европейской части СССР обычно является осень — зима, когда осадки выпадают в твердом состоянии, а температура грунтов еще не очень низко упала, да и глубина до воды (более 5 м) не создает условий для диффузионных токов влаги от грунтовых вод в зону аэрации. На рис. 8 этот период обозначен через $0-t_1$ (в ноябре — январе следующего года).

Начало координат ΔH и t выбирают обычно при осеннем максимуме уровня в нижней по потоку скважине (см. рис. 8, точка 0^{VI}).

Зная величины $R(\lambda)$ из расчета по формуле (106), из табл. 1 находят $R(\lambda)=f(\lambda)$ и соответствующее значение аргумента λ. Коэффициент уровнепроводности вычисляют по формуле

$$a=\frac{x^2}{4\lambda^2 t}. \tag{107}$$

При очень быстром (практически мгновенном) подъеме горизонта воды в начальном сечении потока при $w=0$ или отсутствии изменения интенсивности питания грунтовых вод ($\Delta w=0$) для расчета параметра a можно применить формулу

$$\Phi(\lambda)=1-\frac{\Delta H(x,\ t)}{\Delta H(0,\ t)}, \qquad (108)$$

где $\Phi(\lambda)$ — интеграл вероятности, значения которого приведены в табл. 2; $\Delta H(x,\ t)=\Delta H$; $\Delta H(0,\ t)=\Delta H^0$.

На постоянство интенсивности питания грунтовых вод сверху ($w=\text{const}$) в течение расчетного времени t может указывать почти равномерный во времени подъем или спад уровня грунтовых вод в скважине с координатой $x=x_1$ или $x=x_2$.

Определив из (108) величину $\Phi(\lambda)$, с помощью табл. 2 находят значение аргумента λ. Далее применяют формулу (107).

Для ограниченного потока, когда его протяженность между дренами l не превышает трехкратного расстояния x между смежными скважинами, используют формулу (40), (41) и (42).

В них величина wt приравнивается нулю, что отвечает расчетным промежуткам времени, в течение которых питание грунтовых вод отсутствует. Такие промежутки времени наблюдаются при отсутствии осадков, выпадении их в твердом состоянии, между поливами, когда изменение уровня грунтовых вод происходит лишь под влиянием подземного стока к дренам. Лучше воспользоваться холодным сезоном года, когда испарение минимально.

Например, при расположении расчетной наблюдательной скважины между двумя дренами (см. рис. 7, *в*), на урезах которых (1, 2) ведутся наблюдения за режимом грунтовых вод на границах потока (при $x=0$ и $x=l$), параметр $a=\frac{kh_{cp}}{\mu}$ определяют с помощью подбора из формулы

$$R(\lambda)=\frac{\Delta H-\Delta H_2^0 A+\Delta H_1^0 B}{\Delta H_1^0}, \qquad (109)$$

где обозначения те же, что и для формулы (40).

Расстояние x измеряется от скв. 1 (дрена I; $x=0$) до расчетной наблюдательной скв. 3. Дрена II параллельна дрене I и находится от нее на расстоянии l.

При расположении наблюдательной скв. 3 на расстоянии x от водораздела грунтового потока или границы, представленной массивом непроницаемых пород (см. рис. 7, *в*), параметр a определяют с помощью формулы

$$R(\lambda_2)+R(\lambda_3)=\frac{\Delta H(x,\ t)}{\Delta H_l^0}. \qquad (110)$$

Из этой формулы, зная изменение уровня грунтовых вод $\Delta H(x,\ t)$ в расчетной скв. 3, находящейся на расстоянии x от границы $2(x=0)$, и изменение уровня грунтовых вод ΔH_l^0 на границе $1(x=l)$ путем подбора числовых значений вычисляют параметр a. Для применения формулы (110) необходимо знать местоположение водораздела грунтовых вод или массива непроницаемых пород, на контакте которых с водоносным горизонтом принято $x=0$.

При расположении наблюдательной скважины непосредственно на водоразделе грунтовых вод или вблизи контакта с массивом непроницаемых пород (при $x=0$, см. рис. 7, *в*) для расчета параметра a используется формула

$$R(\lambda)=\frac{\Delta H^0}{2\Delta H_l^0}. \qquad (111)$$

Как видно из этой формулы, для ее применения необходимы режимные наблюдения по скважинам, находящимся на границе $2(x=0)$ и на границе $1(x=l)$.

Далее применяют формулу (107), из которой вычисляют параметр a.

В работе [4] даны другие схемы потоков грунтовых вод и условия их применения, например при допущении постоянства интенсивности питания грунтовых вод сверху $w=\text{const}$, которые также позволяют рассчитать параметр a (коэффициент уровнепроводности грунтового потока) по режимным данным.

При использовании в расчетах питания данных о горизонтах воды в реке или канале, не полностью прорезающих водоносный горизонт (рис. 15) и являющихся в гидрогеологическом отношении несовершенными, следует учитывать, что вблизи их русел в грунтовом потоке возникают дополнительные гидравлические сопротивления ложа водотоков. Линии тока в прибрежной зоне искривляются и не параллельны самим себе, линии равного напора заметно отклоняются от вертикали.

Примерно на расстоянии, равном 1,5—2 величинам мощностей потока, не вскрытых ложем реки, канала (см. рис. 15, скв. 1), движение грунтовых вод становится параллельноструйчатым и несовершенство рек или каналов на потоке не сказывается.

Принимая указанные сопротивления ложа эквивалентными сопротивлению потока длиной Δl, на котором водопроводимость потока остается неизменной, для расчета этого сопротивления применяют формулу В. М. Шестакова

$$\Delta l=\frac{H_1-H_p}{H_2-H_1}(x_2-x_1)-x_1, \qquad (112)$$

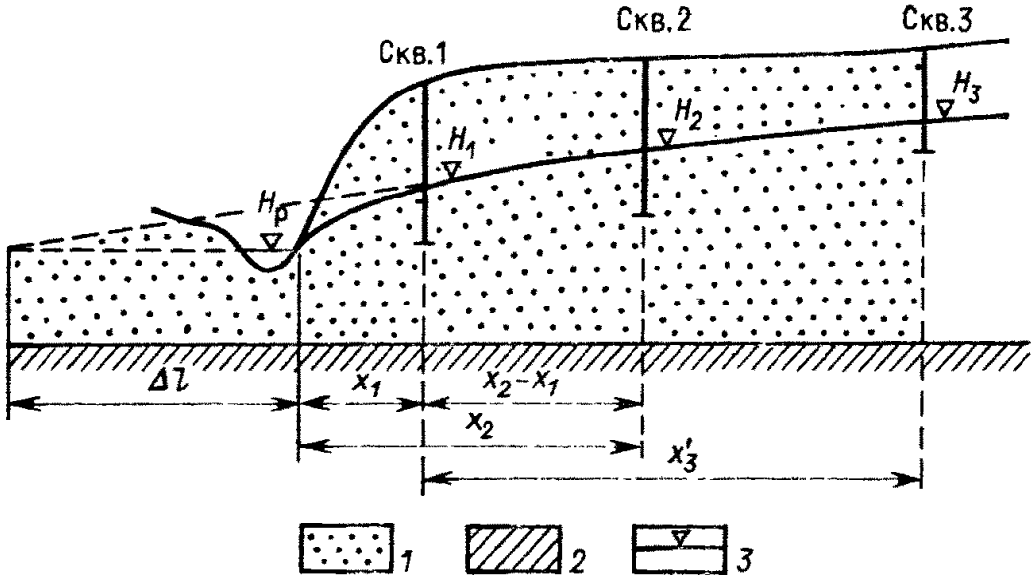


Рис. 15. Схема грунтового потока в прибрежной зоне:
1 — водопроницаемые и водоносные породы; *2* — водоупорное ложе потока; *3* — уровень грунтовых вод

где H_1 и H_2 — уровни (отметки) зеркала грунтовых вод в первой и во второй скважинах; $H_р$ — отметка уровня воды в реке или канале (по водомерному посту R); x_1 и x_2 — расстояния от реки до скв. 1 и 2 (см. рис. 15). Уровни отвечают установившемуся движению при межени.

В случаях принятия режима уровня по скв. 1 в качестве граничного условия расчетными остаются скв. 2 и 3. При этом расстояния от границы до этих скважин принимаются равными (x_2-x_1), x'_3. Начало отсчета расстояния x смещается к условной границе потока, т. е. к сечению x_1. При этом необходимость в расчете сопротивления ложа водоема по формуле (112) отпадает.

При расчетах питания грунтовых вод в условиях перетекания их по вертикали по режимным данным в начале анализа режима вод определяют следующие параметры: $c=\frac{k_0}{\mu m_0}$; $c_1=(1-\xi)c$; k_0, вспомогательные коэффициенты ξ и α, входящие в формулу (52), реже начальный градиент I_0.

Параметр c определяют по данным наблюдений за падением или подъемом уровня грунтовых вод по мелкой скважине в период года, когда интенсивность питания грунтовых вод постоянна во времени.

Используя эти данные и формулу (49), получим

$$\zeta=\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}=\frac{1-e^{-ct_1}}{1-e^{-ct_2}}, \qquad (113)$$

где ΔH_1 и ΔH_2 — величины изменения уровня грунтовых вод в наблюдательной скважине соответственно за отрезки времени t_1 и t_2, считая их после начала изменения уровня, когда $t=0$, t_1, t_2 — отрезки времени на кривой изменения уровня.

Параметр c вычисляют путем подбора.

Формула (113) действительна при постоянном напоре подстилающих напорных вод.

При переменном напоре подстилающих межпластовых вод поступают так: вначале находят линейную связь между колебаниями уровней напорных и грунтовых вод по формуле (52) за данный период времени Δt, затем применяют формулу (53) и вычисляют параметр $c_1=(1-\xi)c$, используя наблюденные изменения уровня грунтовых вод ΔH_1 и ΔH_2, отвечающие моментам времени t_1 и t_2.

Для вычисления параметра c_1 применяют формулу (60), пользуясь или способом подбора, или методом наименьших квадратов. В последнем случае используют ряд наблюденных величин изменения уровня грунтовых вод ΔH_{1i} и ΔH_{2i}, отвечающих моментам времени t_{1i} и t_{2i}, отсчитываемым от начального момента $t=0$ (при экстремальном уровне). Для удобства расчетов можно принять $t_{2i}=2t_{1i}$.

Для каждой пары величин изменения уровня ΔH_1 и ΔH_2, отвечающих соответствующей паре величин продолжительности отрезков времени t_{1i} и t_{2i}, действительно выражение (60).

По методу наименьших квадратов имеем

$$c_1=\frac{2\sum_1^n x_i y_{0i}}{\sum_1^n x_i^2}, \qquad (114)$$

где $x_i=t_{1i}^2-\zeta_i t_{2i}^2$; $y_{0i}=t_{1i}-\zeta_i t_{2i}$; n — число пар значений x_i, y_{0i}; индекс i означает, что данная пара величин ΔH_1 и ΔH_2 отвечает определенной паре величин t_1 и t_2, взятых из данных наблюдений за понижением или подъемом уровня грунтовых вод, а также определенному отношению их ζ_i.

Формула (114) получена из формулы (60) после разложения показательных функций в ряды, ограничения их суммы тремя членами и использования принципа метода наименьших квадратов.

На практике можно воспользоваться несколькими (3—5 и более) парами величин ΔH_1, ΔH_2, находящимися на одной кривой спада или подъема уровня и размещенными в первой половине или в первых двух третях общей продолжительности спада или подъема уровня, чтобы отразить указанными величинами наибольшую кривизну кривой изменения уровня во времени $\Delta H=f(t)$.

Если на данном балансовом участке имеется ряд кустов наблюдательных скважин на грунтовые и напорные воды с аналогичными колебаниями уровня, то можно произвести оценку усредненного по площади участка параметра c_1. Для этого из данных режимных наблюдений по каждой скважине

потребуется использовать для каждой пары значений t_1 и t_2 соответствующие величины изменения уровня грунтовых вод ΔH_1, ΔH_2 и отношение их $\zeta=\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$.

После вычисления параметра c_1 определяют коэффициенты c и k_0 по формулам (61) и (62).

Напомним, что предварительно по каждому кусту наблюдательных скважин должна быть выявлена корреляционная связь колебаний уровней грунтовых и напорных вод, что позволит вычислить соответствующие значения параметра линейной связи ξ по каждому кусту скважин. Если $\xi>1$, то перед величиной c_1 ставится знак минус.

Для полуограниченного потока грунтовых вод в условиях их перетекания по вертикали можно воспользоваться формулой (46) и после упрощения ее, т. е. разложений функций $e^{-c_1 t_1}$ и $e^{-c_1 t_2}$ в ряды, получить более простые выражения и номограммы, позволяющие находить параметр c_1 [4] по данным изменений уровня грунтовых вод в моменты времени t_1 и t_2, отнесенные к одновременным изменениям их на границе. Определение параметров для напорных вод рассматривается ниже при анализе их режима в слоистой толще пород.

МЕТОД РАСЧЕТА ЭЛЕМЕНТОВ БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ СЛОИСТОЙ ТОЛЩИ ПОРОД ПО РЕЖИМНЫМ ДАННЫМ

Равнинным частям артезианских бассейнов платформенного типа свойственно слоистое строение. Хорошо проницаемые породы, содержащие грунтовые, а ниже напорные межпластовые воды, чередуются в разрезе со слабопроницаемыми породами разделяющих слоев (рис. 16). Последние разобщают водоносные горизонты. Число водоносных горизонтов бывает разное. При наличии разности гидростатического давления по вертикали подземные воды фильтруются через слабопроницаемые породы, перетекая из одного горизонта в другой.

В связи с вертикальным водообменом, установившимся в слоистой толще пород, в балансе каждого водоносного горизонта большую роль играет перетекание вод этого горизонта в смежный горизонт. Определение этого элемента баланса по данным режимных наблюдений представляет собой главную задачу данного раздела работы.

Непременное условие для производства расчета перетекания подземных вод — знание основных гидрогеологических параметров (k_0, $k_{0н}$, μ, μ^*).

Обычно гравитационная водоотдача пород (для грунтового потока) определяется по экспериментальным данным [4]. Что касается остальных параметров, то для их определения ре-

комендуется использовать результаты наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод, а по глубоким горизонтам — за напором вод межпластовых водоносных горизонтов.

Последовательность расчета элементов баланса подземных вод для слоистой толщи следующая: 1) определение гидрогеологических параметров по данным годового цикла режимных наблюдений за уровнем или напором грунтовых и межпластовых вод (упругая водоотдача межпластовых водоносных горизонтов, содержащих напорную воду, коэффициенты фильтрации слабопроницаемых пород разделяющих слоев в вертикальном направлении и т. д.); 2) расчет величины питания грунтовых вод сверху по данным режимных наблюдений на одиночном кусте скважин; 3) определение других элементов баланса грунтовых и напорных вод и составление их балансов за годовой цикл для участка расположения куста скважин.

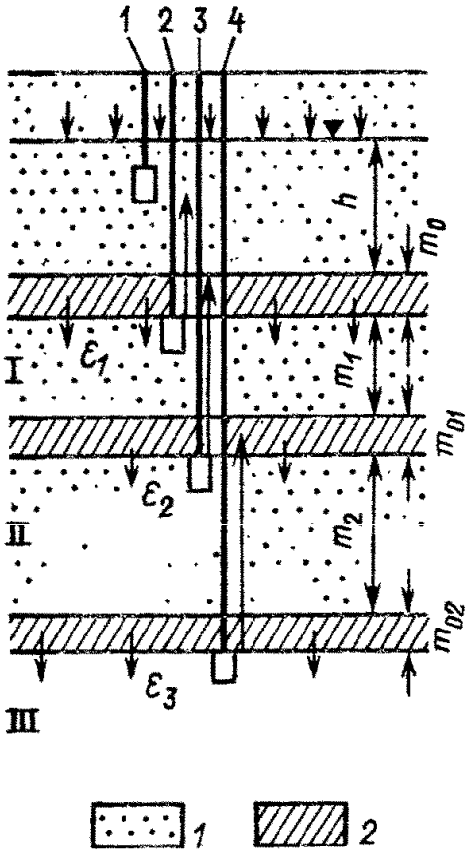


Рис. 16. Схема слоистой толщи пород:

1 — водопроницаемые и водоносные породы; *2* — слабопроницаемые породы разделяющих слоев; I, II, III — номера напорных межпластовых водоносных горизонтов

В качестве исходных данных для указанных расчетов принимаются: годовые данные о колебании уровней или напоров воды по каждому водоносному горизонту, отметки устьев наблюдательных скважин, гравитационная водоотдача грунтов в пределах колебания уровня грунтовой воды и подпертой капиллярной каймы, а также геолого-технические разрезы скважин, позволяющие судить о составе водоносных и слабопроницаемых пород, надежности изоляции (тампонажа) тех водоносных горизонтов, которые были вскрыты скважинами, но не наблюдаются.

Согласно формулам (6)—(9), в обобщенном виде балансы грунтовых и напорных (межпластовых) вод на расчетном участке площадью F за отрезок времени $\Delta t = 1$ сут выражаются следующими уравнениями:

для грунтового потока

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{Q_1 - Q_2}{F} + w - \varepsilon_1; \qquad (115)$$

для первого напорного межпластового водоносного горизонта

$$\mu_1^* \frac{\Delta H'_н}{\Delta t} = \frac{Q'_1 - Q'_2}{F} + \varepsilon_1 - \varepsilon_2; \qquad (116)$$

для второго напорного межпластового горизонта

$$\mu_2^* \frac{\Delta H''_н}{\Delta t} = \frac{Q''_1 - Q''_2}{F} + \varepsilon_2 - \varepsilon_3 \qquad (117)$$

и аналогично для других горизонтов, где ΔH, $\Delta H'_н$ и $\Delta H''_н$ — изменения за отрезок времени Δt уровней, соответственно грунтовых вод, напорных вод первого и второго водоносных горизонтов; μ — гравитационная водоотдача или недостаток насыщения пород, насыщенных грунтовой водой и влагой в основании зоны аэрации; μ_1^* и μ_2^* — упругие водоотдачи (емкость) водоносных пластов первого и второго напорных горизонтов; Q_1, Q'_1, Q''_1 — притоки за единицу времени грунтовых и напорных вод, поступающих в пределы расчетного участка; Q_2, Q'_2, Q''_2 — оттоки за единицу времени тех же подземных вод через нижнее сечение потока; ε_1, ε_2, ε_3 — интенсивности нисходящего перетекания вод через разделяющие слои слабопроницаемых пород соответственно из грунтового и напорного потоков первого и второго межпластовых горизонтов. При отрицательном значении этих величин будет иметь место восходящее перетекание вод соответственно из первого межпластового напорного горизонта в грунтовый поток, из второго напорного горизонта в первый и из третьего во второй.

Все указанные в уравнениях (115)—(117) слагаемые — элементы баланса — могут определяться исходя из данных режимных наблюдений, проводимых по каждому водоносному горизонту, с учетом указанных выше аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения [4, 5] и непосредственных расчетов средних вертикальных расходов воды, по Дарси.

Алгебраическая сумма послойных балансов воды дает выражение суммарного водного баланса слоистой толщи пород. В этом выражении учитываются разности притока и оттока подземных вод в горизонтальном направлении по каждому горизонту, питание грунтовых вод сверху, а также перетекание на подошве всей выделенной толщи водоносных пород. Сумма изменений запасов воды в каждом водоносном горизонте характеризует собой общую аккумуляцию подземных вод в слоистой толще.

Для определения элементов баланса грунтовых и напорных вод, указанных выше, должна сооружаться специализированная наблюдательная сеть, состоящая преимущественно из кустов ярусных наблюдательных скважин. Эта сеть позволяет получить исходные данные для расчета по каждому водоносному горизонту горизонтальных притоков и оттоков воды, верти-

кального водообмена с зоной аэрации, в частности интенсивности питания грунтовых вод сверху, а также вертикальных перетеканий воды из одних водоносных горизонтов в другие. Кроме того, необходимо знать параметр μ (по экспериментальным данным).

Расположение и состав скважин наблюдательной сети [4, 5] будут зависеть от устройства дневной поверхности, фильтрационной неоднородности пород разреза, направлений движения вод, плановых и пространственных граничных условий и т. п.

Например, для типичных элементов потока площадью несколько гектаров при двухмерном в плане движении подземных вод наиболее рационально заложение кустов ярусных (на разные водоносные горизонты) скважин в углах квадратного «конверта», а также в его центре, по Г. Н. Каменскому.

Цель данного раздела — показать возможность приближенного определения тех же элементов баланса подземных вод разных водоносных горизонтов на небольших площадях при наличии лишь одного куста ярусно расположенных наблюдательных скважин. Такая методика исследования позволяет оценивать неоднородность крупных территорий в отношении вертикального водообмена, выявлять качественно разные взаимосвязи водоносных горизонтов между собой на больших расстояниях, устанавливать факторы формирования режима и баланса вод, что, в свою очередь, предопределяет состав окончательной наблюдательной сети на последующих этапах детального изучения баланса подземных вод в регионе.

Исследование баланса на элементарном (расчетном) участке расположения лишь одного куста наблюдательных скважин вполне обосновано для условий неограниченного в плане потока. Главная особенность гидродинамики этой схемы — равенство нулю разности между боковыми притоком и оттоком подземных вод данного водоносного горизонта, т. е. $Q_1 - Q_2 = 0$. Такое равенство возможно при неизменности горизонтального расхода воды по площади в пределах участка, т. е. при $Q = f(x) = \text{const}$, или при незначительной роли местного восполнения подземного стока в его балансе.

Необходимо учесть, что на последней стадии балансовых расчетов определяется изменение запасов грунтовых вод $\mu\Delta H$ больших территорий независимым способом. На основании этого и усредненных величин питания и перетекания с помощью формул (115) — (117) вычисляется местное пополнение подземного стока $(Q_1 - Q_2)/F$. Поэтому возможные погрешности величин питания в балансе воды могут компенсироваться погрешностью величины $\mu\Delta H$. Следовательно, схема неограниченного потока используется только на начальном этапе расчета приращения питания Δw и определения параметров потоков.

Основные требования к применению данного метода расчета баланса подземных вод на участке режимного куста скважин сводятся к следующему.

1. Место заложения куста наблюдательных скважин должно быть удалено от рек, дрен или вообще плановых границ потока на расстояние $x \geqslant (4 \div 5)\sqrt{at}$, где $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$.

2. Напорные и безнапорные водоносные горизонты характеризуются постоянством во времени разности своих расходов на границах элемента, т. е. при $Q_1 - Q_2 = \text{const}$ для промежутков времени, намного превышающих расчетное время t; это положение связано с хорошей водопроводимостью водоносного пласта и большой его мощностью.

3. Изменчивость основных гидрогеологических параметров, таких, как водоотдача водоносных пород μ или упругая емкость пластов μ^*, а также коэффициент вертикальной фильтрации слабопроницаемых пород k_0, практически отсутствует во времени.

4. Наблюдательные скважины имеют рабочие части фильтров вблизи границ вертикального потока (около зеркала воды, около кровли водоносных слоев вблизи слабопроницаемых пород), что позволяет точно вычислить действующие напорные градиенты вертикальной фильтрации в разделяющих слоях.

5. В окрестностях расположения куста наблюдательных скважин должен быть известен состав и характер искусственных факторов режима подземных вод, а также изменчивость этих факторов во времени (например, водоотбор скважинами, другими дренами, утечки вод из подземных коммуникаций и т. п.).

6. Если величины вертикальных градиентов около или больше единицы, то учитывать начальный градиент фильтрации не требуется. Режим фильтрации воды по вертикали — жесткий.

Основные задачи гидродинамического анализа режима подземных вод, выполняемого для участка расположения куста наблюдательных скважин, сводятся к следующему: а) расчет упругой водоотдачи или упругой емкости напорных водоносных пластов пород μ_1^*, μ_2^* и т. д.; б) определение коэффициентов вертикальной фильтрации слабопроницаемых пород разделяющих слоев k_0, k_0', k_0''; в) расчет размеров вертикального перетекания воды из каждого водоносного горизонта в смежный ε_1, ε_2, ε_3; г) определение питания грунтовых вод сверху w, а также разности между притоком и оттоком подземных вод $\Delta Q/F = (Q_1 - Q_2)/F$ для каждого водоносного горизонта; д) составление месячных и годовых балансов подземных вод по каждому горизонту.

Для расчета коэффициента упругой водоотдачи или упругой емкости пласта с напорной водой μ_1^* поступаем следующим образом.

Уравнение баланса напорных вод (116) для первого напорного межпластового водоносного горизонта применительно к неограниченному потоку перепишем в виде

$$\frac{\partial \Delta H'_{\text{н}}}{\partial \Delta t} = \frac{\Delta\varepsilon_1 - \Delta\varepsilon_2}{\mu_1^*}, \tag{118}$$

где $\Delta H'_{\text{н}} = H'_{\text{н}} - H'_{\text{н.е}}$ — изменение напора воды в данном горизонте за время Δt; $H'_{\text{н}}$, $H'_{\text{н,е}}$ — напоры воды соответственно в момент времени $t>0$ и в начальный момент $t=0$;

$$\left.\begin{aligned} \Delta\varepsilon_1 &= \varepsilon_1 - \varepsilon_{1\text{e}}; \\ \Delta\varepsilon_2 &= \varepsilon_2 - \varepsilon_{2\text{e}}, \end{aligned}\right\} \tag{119}$$

где ε_1 и ε_2 — интенсивности перетекания соответственно грунтовых вод в первый подстилающий водоносный горизонт при $t>0$ и из этого горизонта во второй — при $t>0$; $\varepsilon_{1\text{e}}$, $\varepsilon_{2\text{e}}$ — интенсивности перетекания вод из тех же водоносных горизонтов в нижерасположенные в начальный момент времени $t=0$ (начальный момент $t=0$ выбирается в конце установившегося движения вод).

Заметим, что уравнение (118) действительно и для общего случая движения вод, например для ограниченного потока, когда $\Delta_x Q = Q_1 - Q_2 = 0$, но $\Delta_z Q = \text{const}$. В последнем случае должно соблюдаться равенство приращений во времени расходов потока в обоих сечениях (M, N, см. рис. 1), т. е. $\Delta Q_1 = Q_1 - Q_{1\text{e}} = \Delta Q_2 = Q_2 - Q_{2\text{e}}$ за время Δt.

Величины $\Delta\varepsilon_1$ и $\Delta\varepsilon_2$ можно представить в другом виде:

$$\Delta\varepsilon_1 = k_0 \frac{(H - H_{\text{e}}) - (H'_{\text{н}} - H'_{\text{н,e}})}{m_0}; \tag{120}$$

$$\Delta\varepsilon_2 = k'_{0\text{н}} \frac{(H'_{\text{н}} - H'_{\text{н,e}}) - (H''_{\text{н}} - H''_{\text{н,e}})}{m_{0,1}}, \tag{121}$$

где k_0, $k'_{0\text{н}}$ — коэффициенты фильтрации по вертикали пород верхнего и нижнего разделяющих слоев для первого напорного потока; H, H_{e} — уровни (отметки) грунтовых вод относительно горизонтальной кровли верхнего разделяющего слоя пород соответственно в моменты времени $t>0$ и $t=0$; $H'_{\text{н}}$ и $H'_{\text{н,e}}$ — уровни (напоры) для моментов времени $t>0$ и $t=0$ для первого горизонта напорных вод; $H''_{\text{н}}$, $H''_{\text{н,e}}$ — уровни (напоры) для напорных вод второго горизонта межпластовых вод для $t>0$ и $t=0$; m_0, m_{01} — мощности верхнего и нижнего разделяющих слоев слабопроницаемых пород.

Подстановка выражений для $\Delta\varepsilon_1$ и $\Delta\varepsilon_2$ из формул (120) и (121) в уравнение (118) приводит к формуле

$$\frac{\partial \Delta H'_{\text{н}}}{\partial t} = \frac{1}{\mu_1^*}\left[\frac{k_0}{m_0}(\Delta H - \Delta H'_{\text{н}}) - \frac{k'_{0\text{н}}}{m_{0,1}}(\Delta H'_{\text{н}} - \Delta H''_{\text{н}})\right], \tag{122}$$

где $\Delta H = H - H_e$; $\Delta H'_н = H'_н - H'_{н,e}$; $\Delta H''_н = H''_н - H''_{н,e}$.

При наличии непрерывных наблюдений за колебаниями уровней грунтовых и напорных вод по каждому водоносному горизонту составляют линейные зависимости вида (52): для грунтовых вод (см. рис. 16, скв. 1 и 2)

$$\Delta H = \xi_1 \Delta H'_н + \alpha_1; \tag{123}$$

для напорных горизонтов (см. рис. 16, скв. 2 и 3)

$$\Delta H''_н = \xi_2 \Delta H'_н + \alpha_2. \tag{124}$$

Используя формулы (123) и (124), вместо (122) будем иметь

$$\frac{\partial \Delta H'_н}{\partial t} = \frac{B}{\mu_1^*} - c_1''' \Delta H'_н. \tag{125}$$

Это уравнение для первого напорного горизонта, в котором сумма расходов воды B, перетекающей в данный горизонт из верхнего через кровлю и из нижнего (подстилающего) через подошву данного горизонта, при разностях напоров воды в пределах соответствующих разделяющих слоев, равных α_1 и α_2, составляет:

$$B = \frac{k_0}{m_0}\alpha_1 + \frac{k'_{0н}}{m_{0.1}}\alpha_2. \tag{126}$$

Приведенные коэффициенты вертикального водообмена составят:

$$c_1''' = c_1' + c_1''; \tag{127}$$

$$\left.\begin{aligned} c_1' &= \frac{k_0}{\mu_1^* m_0}(1 - \xi_1); \\ c_1'' &= \frac{k'_{0н}}{\mu_1^* m_{0.1}}(1 - \xi_2). \end{aligned}\right\} \tag{128}$$

Вместо формулы (127) будет действительно

$$c_1''' = \frac{1}{\mu_1^*}\left[\frac{k_0}{m_0}(1 - \xi_1) + \frac{k'_{0н}}{m_{0.1}}(1 - \xi_2)\right]. \tag{129}$$

Параметр c''' выражает собой обобщенный приведенный коэффициент вертикального водообмена первого напорного водоносного горизонта со смежными горизонтами по вертикали.

Как видно из вышеизложенного, уравнение (125) аналогично уравнению (48). Для краевых условий дифференциального уравнения (48): при $t = 0$ и $\Delta H = 0$; при $t > 0$, $x = \pm\infty$, $\frac{\partial \Delta H}{\partial x} = 0$ решением его является формула (49). При аналогичных условиях для дифференциального уравнения (125) решением его также является аналогичная формула

$$\Delta H'_{\text{н}}=\frac{B}{\mu_1^* c'''_1}\left(1-e^{-c'''_1 t}\right). \tag{130}$$

Причем аналогом величины интенсивности питания грунтовых вод сверху w в формуле (130) является величина B, а аналогом параметра c — параметр c'''_1.

В случаях неравенства приращений горизонтальных притока $\Delta_t Q_1$ и оттока $\Delta_t Q_2$ за время t в исследуемом водоносном горизонте в уравнении (126) следует добавить третье слагаемое в виде $(Q_1-Q_2)/F$, где Q_1 и Q_2 — горизонтальные приток и отток напорных вод за единицу времени, дополнительно учитываемые для данного напорного горизонта.

При этом допускается, что до начального момента времени ($t\leqslant 0$) имело место $Q_1=Q_2$, а после этого (при $t>0$) $Q_1\neq Q_2$. Причем эти расходы воды были постоянными в течение расчетного времени t.

Обнаружить неравенство $\Delta Q_1\neq\Delta Q_2$ возможно при численном анализе режима вод, например при составлении систем балансовых уравнений для расчета параметров.

Формулой (130) можно воспользоваться для расчета обобщенного коэффициента вертикального водообмена c'''_1, если использовать наблюденные величины изменения напора вод данного горизонта $\Delta H'_{\text{н}}$, отвечающие моментам t_1 и t_2 (113).

Из формулы (130) находим

$$\frac{B}{\mu_1^*}=\frac{c'''_1\Delta H'_{\text{н}}}{1-e^{-c'''_1 t}} \tag{131}$$

или

$$\frac{B_1}{\mu_1^*}=\frac{c'''_1\Delta H'_{\text{н}}}{1-e^{-c'''_1 t}}, \tag{132}$$

где

$$B_1=B+\frac{Q'_1-Q'_2}{F}. \tag{133}$$

На основании формул (126), (129), (132) и (133) можно написать систему уравнений (129)

$$\frac{B_1}{\mu_1^*}=\frac{k_0}{\mu_1^* m_0}\alpha_1+\frac{k'_{0,\text{н}}}{\mu_1^* m_{0,1}}\alpha_2+\frac{Q'_1-Q'_2}{\mu_1^* F}, \tag{134}$$

в которых коэффициенты пьезопроводности пород разделяющих слоев $\frac{k_0}{\mu^*}$, $\frac{k'_{0\text{н}}}{\mu^*}$ неизвестны. Причем левую часть уравнения (134) $\frac{B}{\mu_1^*}$ находят из уравнения (130) при известных исходных

данных c_1''', $\Delta H_н'$ и t. Левую часть равенства (129) определяют по формуле (60), приняв $c_1 = c_1'''$, $\Delta H_1 = \Delta H_{н,1}'$; $\Delta H_2 = \Delta H_{н,2}'$, где $\Delta H_{н,1}'$ и $\Delta H_{н,2}'$ — изменения напора вод верхнего напорного горизонта за отрезки времени t_1 и t_2.

При наличии непрерывных наблюдений за колебанием уровня напорных вод для расчета c_1''' применяют метод наименьших квадратов, используя формулу (114), который уменьшает влияние случайных погрешностей в исходных данных. Таким образом, для первого напорного водоносного горизонта при расчете коэффициента c_1''' мы пользуемся тем же методом, что и для грунтовых вод.

При расчете величины B_1/μ_1^* можно применить указанный метод, для которого действительна формула

$$\frac{B_1}{\mu_1^*} = \frac{\sum_1^n z_1 y_{0i}}{\sum_1^n z_i^2}, \tag{135}$$

где $z_i = c_1''' t_i - 0{,}5(c_1''' t_i)^2$; $y_{0i} = c_1''' \Delta H_{нi}$; i указывает на номер определенного промежутка времени, для которого использована величина изменения напора воды $\Delta H_{нi}$.

Получаемые результаты расчета c_1''' и B_1/μ_1^* отвечают выбранным пределам наблюденных величин исходных данных (t_1, t_2, ζ, $\Delta H_н$).

Величину $(Q_1' - Q_2')/F$, входящую в уравнение (134), находим из выражения (116) баланса воды для расчетного промежутка времени Δt:

$$\frac{Q_1' - Q_2'}{F} = \mu_1^* \frac{\Delta H_н'}{\Delta t} - \varepsilon_1 + \varepsilon_2. \tag{136}$$

На основании закона Дарси имеем

$$\varepsilon_1 = k_0 I_в; \quad \varepsilon_2 = k_{0н}' I_н, \tag{137}$$

где $I_в$ и $I_н$ — средние за Δt вертикальные градиенты фильтрации воды в кровле и подошве (в пределах верхнего и нижнего разделяющих слоев).

Указанные градиенты вертикальной фильтрации

$$I_в = \frac{\delta H_в}{m_0}; \quad I_н = \frac{\delta H_н}{m_{0,1}}, \tag{138}$$

где $\delta H_в$ и $\delta H_н$ — падения напора воды в верхнем и нижнем разделяющих слоях пород, равные соответственно разностям средних за период Δt отметок уровней воды в верхнем соседнем и в данном водоносном горизонтах, а также в данном и нижнем смежном горизонтах; m_0, $m_{0,1}$ — мощности верхнего и нижнего разделяющих слоев слабопроницаемых пород.

Подставляя выражение для $(Q'_1-Q'_2)/F$ из формулы (136) в уравнение (134) с учетом выражения (137), получим

$$\frac{B_1}{\mu_1^*}=\frac{k_0}{\mu_1^*}\left(\frac{\alpha_1}{m_0}-I_в\right)+\frac{k'_{0н}}{\mu_1^*}\left(\frac{\alpha_2}{m_{0.1}}+I_н\right)+\frac{\Delta H'_н}{\Delta t}. \qquad (139)$$

Уравнением (139) удобнее пользоваться, чем формулой (134). Коэффициенты c_1 и k_0 определяют по формулам (60) или (114) и с помощью уравнений (61) и (62) по данным наблюденных колебаний уровня грунтовых вод.

Таким образом, для расчета балансовых коэффициентов пьезопроводности пород разделяющих слоев, т. е. величин $\frac{k_0}{\mu_1^*}$ и $\frac{k'_{0н}}{\mu_1^*}$ используется система уравнений (129) и (139).

Определив $p_1=k_0/\mu_1^*$ из системы уравнений (129), (139) и зная значение k_0, легко вычислить коэффициент упругой водоотдачи или упругой емкости пласта водоносных пород первого напорного горизонта в виде

$$\mu_1^*=k_0/p_1. \qquad (140)$$

Коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород второго разделяющего слоя определяется по формуле

$$k'_{0н}=p_2\mu_1^*, \qquad (141)$$

где $p_2=k'_{0н}/\mu_1^*$ — отношение, определенное из системы уравнений (129) и (139).

Для контроля определения коэффициента фильтрации слабопроницаемых пород разделяющего слоя применяется метод расчета c_1, c и k_0 по формулам (60), (61) и (62) исходя из графика колебания уровня напорных вод того водоносного горизонта, который залегает на данном расчетном разделяющем слое пород.

Так же поступают и для других нижележащих водоносных горизонтов с подстилающими слоями относительных водоупоров. При этом данные о колебании пьезометрических уровней напорных вод по каждому горизонту и его мощности должны быть известны.

Величина вертикального водообмена первого и второго напорных горизонтов между собой, а также со смежными водоносными горизонтами рассчитывается двумя методами.

1. По аналитическим решениям, представленным в виде формул (49) и (50) или (53) и (55). При этом для напорных вод вместо w или $\Delta w'$ принимается величина $\Delta\varepsilon_1$, вместо $\Delta\varepsilon$ — $\Delta\varepsilon_2$, вместо μ — μ^* для данного водоносного горизонта.

2. Путем непосредственного применения формулы Дарси для определения расхода вертикального потока воды с учетом

ранее вычисленных коэффициентов фильтрации пород разделяющих слоев k_0, $k'_{0н}$ и т. д., а также средневзвешенных во времени градиентов вертикальной фильтрации $I_в$, $I_н$ за расчетный промежуток времени.

В случае очень малых градиентов фильтрации в натуре (несколько десятых долей единицы) необходимо учитывать начальный градиент фильтрации [4, 5].

Расчет элементов баланса грунтовых вод для каждого месяца производится в такой последовательности.

1. Для каждого месяца вычисляют интенсивность суммарного инфильтрационно-стокового (за счет инфильтрации сверху и горизонтального притока за вычетом оттока) питания сверху и сбоку по формуле

$$w+\frac{Q_1-Q_2}{F}=\mu\frac{\Delta H}{\Delta t}+\varepsilon_1. \qquad (142)$$

Величину ε_1 находят по формуле (137).

2. Далее для каждого Δt (месяца) рассчитывают приращение интенсивности питания грунтовых вод сверху Δw по формуле (49). При незначительных изменениях уровня напорных вод в расчет принимается постоянный среднемесячный уровень напорных вод.

3. Интенсивность питания грунтовых вод w находят по такой схеме. Вначале для расчетного года выявляют месяц, для которого среднемесячная интенсивность питания равна нулю, т. е. $w_0=0$. В таком месяце абсолютное приращение среднемесячной интенсивности питания в сравнении с предыдущим максимально, т. е. $|\Delta w_i|=\max$.

Например, для куста наблюдательных скважин (расположенного в центральной части европейской территории СССР) на грунтовые воды, залегающие в песках на глубинах около 19 м от дневной поверхности, данным методом выявлены июль и декабрь, в течение которых величина интенсивности питания равнялась нулю.

Зная Δw_i и начальное питание w_{i-1}, для следующего месяца величину интенсивности питания рассчитывают по формуле

$$w_i=w_{i-1}+\Delta w_i, \qquad (143)$$

где w_i и w_{i-1} — интенсивности питания грунтовых вод в следующем и данном (предшествующем) месяцах; Δw_i — приращение интенсивности питания при переходе от $(i-1)$ к i-му месяцу.

Пользуясь формулой (143) и зная ряд величин Δw_i, а также месяц с $w_0=0$, можно последовательно вычислить ряд последующих среднемесячных величин w_i.

4. Интенсивность местного пополнения подземного стока грунтовых вод $(Q_1-Q_2)/F$ для каждого месяца вычисляют, используя балансовое уравнение (115) или по формуле

$$\frac{Q_1-Q_2}{F}=\left(w+\frac{\Delta Q}{F}\right)-w. \qquad (144)$$

Для контроля расчета можно воспользоваться уравнением баланса грунтовых вод (115) в виде

$$\frac{Q_1-Q_2}{F}=\mu\frac{\Delta H}{\Delta t}+\varepsilon_1-w. \qquad (145)$$

Местное пополнение подземного стока в каждом межпластовом водоносном горизонте напорных вод, по аналогии с первым горизонтом, составит

$$\frac{Q'_1-Q'_2}{F}=\mu_1^*\frac{\Delta H'_н}{\Delta t}-(\varepsilon_1-\varepsilon_2). \qquad (146)$$

Напомним, что по каждому межпластовому водоносному горизонту предварительно определяются средние за каждый месяц величины ε_1, ε_2, μ_1^* и μ_2^* по методике, рассмотренной выше с использованием формул (129)—(139) и (137).

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЭЛЕМЕНТОВ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД ПО РЕЖИМНЫМ ДАННЫМ В ОДИНОЧНЫХ СКВАЖИНАХ И РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ЭЛЕМЕНТАМИ ОБЩЕГО ВОДНОГО БАЛАНСА

Исходя из данных о колебании уровня грунтовых вод в одиночной скважине, В. Г. Ткачук предложила метод расчета их питания. Величину питания сверху определяют из уравнения

$$w\Delta t=\frac{\Delta H}{k_{эф}}+T_y, \qquad (147)$$

где ΔH — общая высота подъема уровня грунтовых вод за время T; $k_{эф}$ — коэффициент эффективности осадков, равный $\Delta H/X_4$; X_1 — количество воды, поступившей в водоносный горизонт за время T; T — период подъема уровня грунтовых вод; y — средний за этот период отток грунтовых вод за вычетом притока.

Коэффициент эффективности осадков $k_{эф}$ — величина, обратная недостатку насыщения или водоотдаче почвогрунтов $1/\mu$, 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 его, а недостаток насыщения преуменьшает. Будет правильнее учитывать изменение влагозапаса по разрезу от минимального положения уровня воды до

максимального положения поверхности подпертой капиллярной каймы за период наблюдений.

Величина оттока грунтовых вод y, по существу, представляет собой разность между оттоком Q_2 и притоком грунтовых вод Q в горизонтальном направлении, при этом возможное перетекание грунтовых вод в подстилающий водоносный горизонт отсутствует, т. е. $\varepsilon=0$. Определяется эта величина по данным о зимнем снижении уровня воды, когда расходная часть баланса грунтовых вод представлена только подземным стоком, а расходования их на переток в зону аэрации не происходит.

Так, при понижении уровня грунтовых вод в зимний или осенне-зимний период на величину h за время Δt разность между оттоком и притоком вод составит:

$$y=\frac{h}{k_{эф}\Delta t}. \tag{148}$$

Как отмечает В. Е. Водогрецкий, зимний отток грунтовых вод на разгрузку в водоисточники принят тождественным оттоку в весенне-летний период высокого их стояния. Такое допущение является неоправданным, особенно в районах с довольно пересеченным рельефом, разными глубинами до воды и неравномерным распределением атмосферных осадков по площади.

Так как инфильтрационное питание грунтовых вод определяют с помощью рассматриваемого метода только для периодов подъема их уровня, то при малых глубинах до воды остается неопределенной величина расходования этих вод на испарение или восходящий ток влаги в зону аэрации. Поэтому задача составления баланса грунтовых вод в целом (например, за год) остается нерешенной.

Кроме расчетов величин питания грунтовых вод в пунктах заложения одиночных скважин по формуле (147) можно вычислить усредненное для данного района питание, приняв вместо Δh и y их среднеарифметические выражения для ряда наблюдательных скважин.

Н. Н. Биндеман предложил аналогичный метод расчета величины инфильтрационного питания грунтовых вод весной после снеготаяния, приняв ее равной

$$w=\mu\frac{\Delta h+\Delta z}{\Delta t}, \tag{149}$$

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 с прежней интенсивностью зимнего спада по кривой его до момента весеннего максимума.

Здесь, так же как и в предыдущем методе, допускается постоянство во времени интенсивности подземного оттока за вычетом притока в периоды подъема и предшествующего спада уровня, а также не учитывается в другое время года расход грунтовых вод на испарение или восходящий ток в зону аэрации. Восходящий ток влаги от уровня при глубине до воды 2—4 м, для которой 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.

За весь годовой цикл колебания уровня грунтовых вод среднегодовая величина инфильтрации определяется по формуле

$$w_{ср}=\mu\frac{\Sigma(\Delta h+\Delta z)_i}{365}, \qquad (150)$$

где $(\Delta h+\Delta z)_i$ — повышение уровня грунтовых вод совместно с возможным понижением его вследствие подземного стока за конкретный промежуток времени Δt_i.

В. С. Ковалевский предложил комплексный метод оценки питания грунтовых вод по режимным наблюдениям в одиночных скважинах с учетом генетических различий условий формирования режима подземных вод на различных элементах рельефа. При этом выделяются виды режима подземных вод: приречный (или прибрежный), террасовый, склоновый и междуречный (или водораздельный).

Для приречного вида режима амплитуда колебаний уровня грунтовых вод в чистом виде или зона насыщения, образовавшаяся при подъеме уровня, характеризует точно размеры восполнения запасов грунтовых вод на период их питания. Следовательно, величина последнего

$$w\Delta t=\mu\Delta H, \qquad (151)$$

где ΔH — подъем уровня грунтовых вод в прибрежной зоне.

Такая интерпретация динамики подземных вод вблизи рек и озер отвечает частному случаю, когда приток Q_1 и отток этих вод Q_2 становятся равными, т. е. при $Q_1=Q_2$ или при $Q_1=Q_2=0$. Этот случай имеет место на низких и плоских поймах, где в период половодья уклон потока вод равен нулю или имеет малое значение в течение длительного времени.

В общем же случае при подпоре вод $Q_1>Q_2$, что вызывает подъем уровня грунтовых вод, часто превышающий подъем,

вызванный инфильтрацией талых вод и жидких осадков. Поэтому формулу (151) можно применять лишь на низких поймах, вдали от рек, озер и дрен при весьма неглубоком уровне воды. Эту же формулу мы рекомендуем и при глубоком залегании уровня грунтовых вод, но для неограниченных в плане потоков вод и в отсутствие их перетекания по вертикали.

Для террасового вида режима, по В. С. Ковалевскому, в балансе грунтовых вод заметную роль играет неравенство притока Q_1 и оттока Q_2 этих вод. Разность последних учитывается, по Н. Н. Биндеману, путем прибавления к величине весеннего подъема уровня Δh дополнительной абсолютной величины спада уровня Δz, который происходит в отсутствие инфильтрации осадков за расчетное время Δt. Интенсивность спада уровня принимается равной интенсивности наблюденного в предшествующий период понижения того же уровня.

Размеры годового выполнения запасов грунтовых вод определяют по формуле (150). Для склонового вида режима грунтовых вод характерна слабая связь этих вод с местными атмосферными осадками, которые расходуются в значительной мере на поверхностный сток. Колебание уровня грунтовых вод происходит преимущественно под влиянием изменения запасов этих вод, т. е. их сработки (в частности, разгрузки в виде источников), а также, очевидно, подпора грунтового потока.

При этом режим потока вод рекомендуется рассматривать независимым или упорядоченным, для которого используется готовое решение Майэ-Буссинеска. По аналогии с этим решением В. С. Ковалевский предлагает зависимость для величины превышения мощности водоносного горизонта над уровнем разгрузки подземных вод H_i от времени t_i в виде

$$H_i = \beta H_0 e^{-\alpha(t_i - t_0)}, \qquad (152)$$

где H_0 — наблюдавшееся превышение мощности водоносного горизонта над уровнем разгрузки подземных вод на исходный момент времени t_0; α — коэффициент истощения, определяемый по двум замерам уровня воды в моменты времени t_1 и t_2; β — коэффициент, учитывающий степень связи расхода и мощности водоносного горизонта, определяемый после расчета коэффициента α. Зная H_i и H_0, по разности этих величин находят расчетную величину амплитуды (изменения) уровня за время $(t_i - t_0)$ по формуле:

$$\Delta h_i = H_i - H_0. \qquad (153)$$

Умножая Δh_1 на параметр μ, получают величину притока за вычетом оттока грунтовых вод для местности, окружающей наблюдательную скважину.

Для водораздельного вида режима грунтовых вод, в котором инфильтрация осадков усиливается и соизмерима с

ролью горизонтального стока, величину питания находят, по Биндеману, с помощью формулы (149). При этом величину Δz вычисляют по линейной зависимости интенсивности снижения уровня $\Delta z/\Delta t_i$ от средней мощности водоносного горизонта $h_{ср}$ с учетом расчетного промежутка времени. Для получения указанной зависимости расчетных величин сопоставляют значения, например, зимнего снижения уровня и соответствующие средние мощности потока $h_{ср}$ в периоды отсутствия питания грунтовых вод сверху.

Оценивая в целом метод В. С. Ковалевского, необходимо указать на следующее:

1) разделение способов расчета величин питания грунтовых вод с учетом особенностей баланса грунтовых вод, свойственных различным типам их режима, является весьма перспективным и положительным методическим приемом;

2) большинство способов расчета питания аналогично методике Н. Н. Биндемана, поэтому замечания по ним остаются прежними;

3) расчет подземного оттока за вычетом притока грунтовых вод с использованием решения Буссинеска связан с допущением постоянства уклона потока, что вряд ли приемлемо, так как эта величина наиболее изменчива во времени;

4) для междуречного режима грунтовых вод требуется довольно громоздкое вспомогательное исследование изменений уровня воды во времени в зависимости от мощности потока вод при отсутствии питания этих вод сверху, что не всегда имеет место в натуре.

Общее для всех рассмотренных методов — отсутствие в них приемов определения перетекания грунтовых вод в подстилающие напорные водоносные горизонты, а также цельной методики составления балансов вод за годовой цикл и в целом для речных водосборов.

В связи с разработкой методических указаний по гидрогеологической съемке на закрытых территориях, автором предложен приближенный метод оценки элементов баланса грунтовых вод по режимным данным в одиночных скважинах. Сущность этого метода заключается в применении формулы (151) как для периодов подъема уровня грунтовых вод, когда $\Delta H > 0$ и вычисляется инфильтрация атмосферных осадков $w_1 > 0$, так и для периодов понижения уровня $\Delta H < 0$, для которых вычисляется расход грунтовых вод на суммарное испарение и отток влаги в зону аэрации. При этом перетекание вод по вертикали отсутствует и $u\Delta t = -\mu\Delta H_{сп}$, где $\Delta H_{сп}$ — изменение уровня за период его спада Δt; u — интенсивность испарения грунтовых вод или отрицательное питание; $\Delta H_{сп} < 0$.

Такой прием расчета питания не вызывает сомнений при неограниченности грунтового потока в плане, когда $Q_1 = Q_2$ или

$Q_1=0$, $Q_2=0$ — при отсутствии вертикального водообмена данного водоносного горизонта с подстилающим.

Этот метод приемлем 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 и отсутствии связи с напорными водами.

В случае нахождения наблюдательной скважины на неровной поверхности при разной растительности в районе влияния дрен и поверхностных водотоков разность между притоком Q_1 и оттоком воды Q_2 на расчетном участке не равна нулю. Если к тому же глубины до воды более 5—6 м, при которых зимнее охлаждение почв не вызывает существенного тока влаги в зону аэрации, то указанная разность при отсутствии питания сверху $(w=0)$ для зимнего периода определяется по формуле

$$\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t_з=\mu\Delta H_з, \qquad (154)$$

где $\Delta t_з$ — продолжительность зимнего периода, когда питание грунтовых вод отсутствует; $\Delta H_з$ — изменение уровня грунтовых вод за тот же период; F — площадь участка.

Допуская постоянство во времени вычисленной по формуле (154) интенсивности притока за вычетом оттока в течение года, можно для любого промежутка времени Δt вычислять величину питания грунтовых вод в виде

$$w\Delta t=\mu\left(\Delta H-\frac{\Delta t}{\Delta t_з}\Delta H_з\right), \qquad (155)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за расчетный период времени Δt.

Все рассмотренные здесь методы базируются на данных наблюдений за режимом грунтовых вод. Вместе с этим заслуживают применения и методы, основанные на предварительном определении элементов общего водного баланса конкретных участков суши, например склонов возвышенностей и равнин. Причем каждый элемент водного баланса изучается экспериментально (с помощью тех или иных приборов), а режим грунтовых вод характеризуется по данным одиночных скважин.

И. Б. Вольфцун широко использует метод общего водного баланса участка суши для определения величины питания грунтовых вод сверху. В качестве примера им выбран ряд склонов и логов в бассейнах малых рек на Валдайской возвышенности — экспериментальные водно-балансовые водосборы Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории им. В. А. Урываева (ВНИГЛ).

Инфильтрационное питание грунтовых вод на отдельных склонах водосборов рассчитывается по уравнению водного баланса зоны аэрации (в обозначениях Вольфцуна):

$$W_{\text{п}} = M + X - Y_{\text{пов}} - E_{\text{п}} - \Delta U_{\text{пон}} + \Delta U_{\text{а}}, \qquad (156)$$

где M — слой водоотдачи из снега; X — количество осадков, выпавших за расчетный период; $Y_{\text{пов}}$ — поверхностный осадок, обусловленный снеготаянием или выпадением дождя; $E_{\text{п}}$ — испарение с почвы (в периоды снеготаяния — испарение с поверхности снежного покрова и с проталин); $\Delta U_{\text{пон}}$ — потери воды на аккумуляцию в понижениях на поверхности склона; $\Delta U_{\text{а}}$ — потери на доведение влажности всей зоны аэрации до значения наименьшей влагоемкости (со знаком минус) или отдача избытка влаги над наименьшей влагоемкостью из верхних слоев почвы (со знаком плюс).

Уравнение (156) аналогично нашему выражению величины питания грунтовых вод для участка суши, которое имеет вид [4]:

$$w\Delta t = X - (Z - K_1) + (Y_1 - Y_2) - D_1 - D_2, \qquad (157)$$

где X — атмосферные осадки; K_1 — конденсация водяных паров на поверхности и в зоне аэрации; Y_1 и Y_2 — приток и отток поверхностных вод на данном участке; Z — суммарное испарение, включающее испарение с почвы, транспирацию растениями, испарение с водной поверхности и снега; D_1 — изменение запаса воды на поверхности, включая аккумуляцию ее в понижениях, водоемах и водотоках за время Δt; D_2 — изменение запаса воды за то же время в зоне аэрации (от дневной поверхности до максимального положения подпертой капиллярной каймы над грунтовыми водами).

Все элементы водного баланса на поверхности и в зоне аэрации определяются общепринятыми в гидрологии и гидрогеологии методами. Расчет средних величин инфильтрационного питания грунтовых вод для водосбора И. Б. Вольфцун производит разными методами. В частности, из водного баланса на поверхности и в зоне аэрации следует

$$W'_{\text{п}} = X + K - Y_{\text{пов}} - E - \Delta U_{\text{пов}} - \Delta U_{\text{а}} - \gamma + \eta, \qquad (158)$$

где $W'_{\text{п}}$ — средняя величина инфильтрационного питания грунтовых вод на водосборе за любой промежуток времени; X — количество выпавших осадков; K — подпитывание зоны аэрации грунтовыми водами; $Y_{\text{пов}}$ — поверхностный сток с водосбора; E — испарение с водосбора (за вычетом конденсации); $\Delta U_{\text{пов}}$ — изменение запаса воды на поверхности водосбора; $\Delta U_{\text{а}}$ — изменение запаса влаги в почвогрунтах зоны аэрации; γ — водозабор на хозяйственные нужды; η — возврат в реку ранее изъятых вод.

Все составляющие уравнения (158) представляют собой средние по водосбору величины, при этом компоненты $\Delta U_{\text{пов}}$ и $\Delta U_{\text{а}}$ могут быть положительными и отрицательными.

Предлагается также метод водного баланса первого от поверхности водоносного горизонта.

Сущность этого метода сводится к определению отрицательных составляющих водного баланса указанного горизонта. Так, величина инфильтрационного питания грунтовых вод на водосборе

$$W'_{\text{п}} = E_{\text{гр}} + Y_{\text{гр}} + \Delta U_{\text{гр}} + W', \qquad (159)$$

где $E_{\text{гр}}$ — расход грунтовых вод в зону аэрации на восполнение испарившейся влаги; $Y_{\text{гр}}$ — сток грунтовых вод в русловую сеть, дренирующую водоносный пласт; $\Delta U_{\text{гр}}$ — изменение запаса грунтовых вод за расчетный интервал времени; W' — подземный водообмен рассматриваемого водосбора с соседними бассейнами.

В работе И. Б. Вольфцуна даны рекомендации по определению перечисленных элементов баланса с использованием режимных данных об уровнях грунтовых вод для расчета их испарения, а также рассмотрены примеры расчета инфильтрационного питания в разрезе года.

В. Е. Водогрецкий, изучая колебания уровня грунтовых вод на склонах логов Валдайской возвышенности, в качестве основного использовал принцип, предложенный впервые В. Г. Ткачук, который вычислял интенсивность подземного оттока по формулам (154) и (155).

Величину параметра μ для периодов подъема уровня воды он принимал равной разности между полной и наименьшей влагоемкостями. Для периодов с большой амплитудой колебания уровня грунтовых вод должно учитываться содержание в капиллярной кайме и ниже уровня воды защемленного в порах грунта воздуха. При этом параметр μ вычисляется также по разности между капиллярной и наименьшей влагоемкостями в объемном выражении.

Для нахождения скорости понижения уровня грунтовых вод в зимний период, т. е. величины $\frac{\Delta H_{\text{з}}}{\Delta t_{\text{з}}}$, по каждой наблюдательной скважине строятся графики связи этой величины с глубиной z до воды, т. е. $\frac{\Delta H_{\text{з}}}{\Delta t_{\text{з}}} = f(z)$.

Для оценки точности вычисления питания грунтовых вод сопоставлялись измеренные величины изменения влагозапасов в зоне аэрации с вычисленными по уравнению

$$\Delta U_{\text{а}} = X - Y - Z - W, \qquad (160)$$

где ΔU_a — изменение влагозапасов в зоне аэрации; X — осадки; Y — поверхностный сток; Z — испарение с почвы; W — питание грунтовых вод, которое определяется по формуле, аналогичной (155).

Вычисленные величины ΔU_a отклонялись от наблюденных в среднем на $\pm 20\%$, хотя крайние из них расходились до 70%.

ОЦЕНКА ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Подземный сток в горизонтальном направлении — один из основных элементов общего водного баланса суши, в частности баланса грунтовых вод. В этом уравнении (6) он представлен величинами $\frac{Q_1}{F}\Delta t$ и $\frac{Q_2}{F}\Delta t$, где первая величина выражает собой приток грунтовых вод, поступающих на площадь балансового участка или элемента потока F, вторая — отток грунтовых вод с той же площади за промежуток времени Δt.

В большинстве приведенных выше уравнений этот сток выражается высотой слоя воды, стекающей или притекающей за единицу времени на единицу площади Q/F или за время Δt: $\frac{Q}{F}\Delta t$.

Для экстраполяции величин стока по площади или для сопоставления его величин в региональном плане расходы воды Q переводят в модули стока по формулам

$$\left.\begin{aligned} M &= \frac{Q_п}{86{,}4F}; \\ M &= \frac{h_c}{31{,}5}, \end{aligned}\right\} \qquad (161)$$

где M — модуль подземного стока, л/(с·км^2); $Q_п$ — расход подземной воды, вытекающей через замыкающее сечение или контур балансового участка речного водосбора, м^3/сут; h_c — высота слоя стекающей воды, мм/год.

На элементарных участках (элементах потока), а также балансовых водосборах в промежуточных расчетах (производимых до оценки модуля стока из большого района водосбора реки) пользуются разностью между притоком и оттоком подземных вод в горизонтальном направлении на расчетных участках, т. е. величиной $\frac{Q_1 - Q_2}{F}$.

Подземный сток за единицу времени в вертикальном направлении или интенсивность нисходящего перетекания грунтовых вод в подстилающий межпластовый водоносный гори-

зонт ($\varepsilon>0$), а также восходящего перетока ($\varepsilon<0$) рассмотрены выше при оценке величин интенсивности питания грунтовых вод сверху и перетекания. Разность между притоком и оттоком в горизонтальном направлении, взятая с обратным знаком, $-\frac{Q_1-Q_2}{F}=\frac{Q_2-Q_1}{F}$, выражает собой местное пополнение подземного стока. На эту разность увеличивается в расчетном элементе (см. рис. 1) расход притекающей грунтовой воды в указанном направлении. Расходы воды Q_1 и Q_2 в объемном выражении связаны с приращением их по горизонтам следующим образом:

$$Q_2-Q_1=\Delta_x Q. \tag{162}$$

Алгебраический знак перед правой частью этого равенства зависит от абсолютных значений Q_1 и Q_2 и указывает на увеличение стока при $\Delta_x Q>0$ или уменьшение его при $\Delta_x Q<0$.

В целях сокращения обозначений записи [например, см. уравнение (64)] иногда разность между притоком и оттоком в горизонтальном направлении обозначают так:

$$Q_1-Q_2=\Delta Q. \tag{163}$$

Все указанные здесь величины относятся к элементарной балансовой площади или площади элемента потока F. Для обозначения приращения расходов потока во времени в сечениях 1 и 2 (см. рис. 1) приняты выражения

$$\Delta Q_1=Q_1-Q_{1e};\ \Delta Q_2=Q_2-Q_{2e}, \tag{164}$$

где Q_1, Q_2 — расходы потока в верхнем 1 и нижнем 2 сечениях на данный момент времени $t>0$; Q_{1e}, Q_{2e} — то же для начального момента $t=0$, отвечающего окончанию установившегося движения воды.

При составлении баланса подземных вод имеются в виду два аспекта расчета:

1) оценка элементов баланса для элементов потока проводится по расчетным подучасткам, выделенным вдоль створов между средними сечениями M и N в разрезе (см. рис. 1), а в плане — между линиями тока, отстоящими друг от друга на расстоянии 1 м, при одномерном потоке, а для двухмерного потока — в виде многоугольника, стороны которых проводятся посредине между боковыми и центральной скважинами (см. рис. 5);

2) оценка того же баланса для автономных балансовых участков, например участков междуречий, склонов, и целых бассейнов малых и средних рек.

Так как в балансовых расчетах величин подземного стока во внимание принимаются ранее вычисленные величины питания грунтовых вод сверху и Δt, перетекания их по вертикали $\varepsilon\Delta t$, а

также величина изменения запаса грунтовых вод за период наблюдений $\mu\Delta H$, то вначале остановимся на определении последней величины.

Расчет изменения запасов грунтовых вод

Под изменением запасов грунтовых вод понимается увеличение (при повышении их уровня) или уменьшение (при спаде уровня) емкостных гравитационных запасов этих вод на определенной площади за расчетный промежуток времени Δt [4]. Различают изменение запасов грунтовых вод в пределах площади элемента потока F_i и в пределах большого участка, района и даже всего речного водосбора площадью Ω.

Изменение запасов грунтовых вод за время Δt в виде высоты слоя воды в элементе i потока

$$(\mu\Delta H)_i=\mu_i\Delta H_i, \tag{165}$$

где i — индекс, указывающий на номер расчетного элемента потока; μ_i — гравитационная водоотдача водоносных грунтов и пород зоны аэрации в ее основании или недостаток насыщения последних (в пределах подъема уровня воды); $\Delta H_i=z_н-z_к$ — изменение уровня грунтовых вод; $z_н$ и $z_к$ — глубины до воды в начале и конце промежутка времени Δt.

Изменение уровня воды ΔH (см. рис. 1) определяется по наблюдениям в средней скв. 2 (при плавных колебаниях уровня во всех расчетных скв. 1, 2, 3) или с учетом колебаний во всех расчетных скважинах (при резко изменяющихся колебаниях уровня в этих скважинах) [4].

Так как расчетная площадь F_i в расчетном элементе составляет от всей площади водосбора относительную величину η, то действительно отношение

$$\eta_i=F_i/\Omega. \tag{166}$$

Если изменение запаса грунтовых вод в элементе i отнести к единице площади всего водосбора, то будем иметь

$$(\mu\Delta H)'_i=\eta_i\mu_i\Delta H_i. \tag{167}$$

Левая часть равенства выражается по отношению ко всей площади водосбора. При этом обе части равенства измеряются в миллиметрах слоя воды, распределенной равномерно по площади Ω.

Для водосбора реки или автономного балансового участка площадью Ω изменение запаса грунтовых вод в объемном выражении за время Δt равно

$$(\mu\Delta H)_{ср}\Omega=\sum_1^n(\mu_i\Delta H_iF_i), \tag{168}$$

где $(\mu\Delta H)_{ср}$ — средневзвешенное по площади водосбора изменение запасов грунтовых вод в виде высоты слоя воды; F_i — площадь элемента потока или расчетного подучастка i, для которого ранее получены величины μ_i, ΔH_i; n — число расчетных элементов потока или подучастков, причем $\Omega = \sum_1^n F_i$.

Из формулы (168) следует, что

$$(\mu\Delta H)_{ср} = \frac{\sum_1^n (\mu_i \Delta H_i F_i)}{\Omega}. \qquad (169)$$

При непостоянстве по площади параметра μ_i необходимо учитывать распределения его и величины ΔH_i по площади водосбора. С этой целью предварительно составляют карты μ и ΔH, которые затем совмещаются между собой и позволяют составить обобщенную карту распределения величины $\mu\Delta H$ на расчетный период Δt.

Карты параметра μ составляют на основании экспериментальных определений величин водоотдачи и недостатка насыщения пород по каждой литологической разности (суглинки, супесь, пески, галечники и т. п.) с учетом литологической карты, глубин до воды и колебаний ее уровней.

Для картографирования величины ΔH за тот же промежуток времени Δt используют карты гидроизогипс, составленные на начало ($t=0$) и конец ($t>0$) расчетного промежутка Δt. Такой способ обязателен для автономных балансовых участков, где сеть наблюдательных скважин сгущенная. При недостаточно густой сети скважин для больших водосборов и районов можно экстраполировать расчетные величины ΔH, зависящие от глубины до воды z и литологии пород основания зоны аэрации и верхних частей водоносного горизонта. Для этой цели выявляются связи величин ΔH и z.

Очень важна карта средних глубин до грунтовой воды на среднюю дату промежутка времени Δt. Для получения обоснованных зависимостей $\mu\Delta H = f(z)$ и $\Delta H_{ср} = f_1(z_{ср})$ должно быть в каждом районе, выделенном по общим гидрогеологическим условиям (геоморфология, литология грунтов и пород, глубины до воды), не менее 5—7 расчетных элементов потока и до 15—20 наблюдательных скважин.

Уравнения связи величин ΔH и z могут быть различными в зависимости от значения параметра μ, состава растительности, рельефа дневной поверхности, литологии пород, а также наличия или отсутствия перетекания грунтовых вод в подстилающие водоносные горизонты.

Расчет подземного стока

Расчет горизонтального подземного стока для элементов потока (см. рис. 1) производится вначале за каждый расчетный промежуток времени Δt, исходя из формулы (6), с учетом ранее полученных данных $\mu\Delta H$, $w\Delta t$ и $\varepsilon\Delta t$, в виде

$$\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t=\mu\Delta H-w\Delta t+\varepsilon\Delta t. \qquad (170)$$

Все слагаемые в правой части равенства определяются по режимным данным рассмотренными выше методами (конечных разностей, аналитический, метод уравнений связи и др.). По существу, такой расчет выполняется автоматически уже при вычислении по соответствующим формулам величины $w\Delta t$.

Зная местное пополнение горизонтального подземного стока $\frac{Q_2-Q_1}{F}$ для каждого элемента потока, можно перейти к оценке суммарного подземного стока в замыкающем створе водосбора или бассейна реки, а также любого другого балансового района (см. ниже).

В случаях ограниченного количества расчетных элементов потока на данной местности приток Q_1 или отток Q_2 для данного участка можно вычислить по формулам Дарси, Дюпюи и Каменского исходя из данных: а) средний коэффициент фильтрации пород водоносного горизонта $k_{ср}$; б) средняя мощность грунтового потока $h_{ср}$; в) ширина потока по линии, параллельной гидроизогипсе, ближайшей к данному вертикальному сечению потока (например, проходящему через скв. 2 (см. рис. 1); г) средний за время Δt напорный градиент $I_г$ между скв. 1 и 2 или 2 и 3 (см. рис. 1). На основании уравнения Дарси имеем

$$Q=k_{ср}b\ \ h_{ср}I_г, \qquad (171)$$

или при горизонтальном водоупоре, по Дюпюи:

$$Q_1=k_{ср}b_1\frac{h_1^2-h_2^2}{2l_1}, \qquad (172)$$

где h_1 и h_2 — мощности грунтового потока на средний момент промежутка времени Δt в сечениях скв. 1 и 2.

Отток воды для данного участка можно вычислить по формуле:

$$Q_2=k_{ср}b_2\frac{h_2^2-h_3^2}{2l_2}, \qquad (173)$$

где l — расстояние между скв. 1 и 2 или 2 и 3; h_3 — мощность потока по скв. 3; b_1, b_2 — ширина потока в средних сечениях.

При наклонном водоупоре и неоднородном составе пород используют формулы Г. Н. Каменского.

Ширина одномерного потока $b=1$ м, а для двухмерного — заменяется длиной стороны элемента потока, которая составляет a_1, b, c, d и т. д. (см. рис. 5). В последнем случае вычисляется горизонтальный расход воды, проходящей через каждую сторону элемента в ту или другую сторону в зависимости от направления напорных градиентов. Эти градиенты вычисляются по данным о напорах (отметках) уровня в центральной n и боковой i скважинах и о расстояниях между ними. В дальнейшем величина $\frac{Q_1-Q_2}{F}$ приравнивается сумме расходов через стороны элемента.

Единичные расходы воды, идущей на фильтрацию из канала, при мгновенном подъеме горизонта воды в нем, в обе стороны от него, определяются по формуле С. Ф. Аверьянова

$$Q_{x=0}=\frac{2}{\sqrt{\pi t}}\Delta H^0\sqrt{\mu k h_{ср}}, \qquad (174)$$

где $Q_{x=0}$ — расход воды на фильтрацию из канала в обе стороны от него при неустановившемся движении вод в момент времени t в случае быстрого заполнения канала водой и однородном составе пород, слагающих водоносный горизонт; $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока; ΔH^0 — подъем уровня воды в канале.

Суммарное количество воды, отводимое грунтовым потоком за время t от начала работы канала:

$$V_в=\frac{4}{\sqrt{\pi}}\Delta H^0\sqrt{\mu k h_{ср} t}. \qquad (175)$$

Формулами (174) и (175) можно пользоваться и в случае коротких потоков, т. е. когда вблизи проходит другой канал на расстоянии $2L$, но при соблюдении условия

$$\beta_0<0{,}5, \qquad (176)$$

где $\beta_0=\frac{t}{\tau}$; $\tau=\frac{\mu L^2}{k_{ср}h_{ср}}$; L — половина расстояния между каналами; τ — время стабилизации потока.

В случае равномерного во времени подъема или понижения уровня воды в канале или дрене (при $x=0$) для расчета расхода неустановившегося потока грунтовых вод в начальном сечении ($x=0$) применяется формула

$$Q_{x=0}=\frac{4\Delta H^0}{T_1}t\sqrt{\frac{\mu k h_{ср}}{\pi t}}, \qquad (177)$$

где T_1 — время подъема горизонта воды в канале ($x=0$) на величину ΔH^0; t — время подъема уровня грунтовых вод на расстоянии x от границы потока.

Из формул (177) и (174) видно, что расход воды на фильтрацию из канала при постепенном и равномерном поднятии в нем горизонта воды от 0 до ΔH^0 вдвое больше расхода, отвечающего тому же времени, но после мгновенного поднятия горизонта воды и поддержания его в течение того же времени.

Расчет горизонтального подземного стока с территорий участков, подрайонов, районов и речных водосборов — бассейнов малых рек — производится на основании балансов, вычисленных по рассмотренным методам для подучастков или элементов потока, а также районирования бассейнов по условиям формирования баланса грунтовых вод.

Для бассейнов малых рек, с целью детального изучения формирования баланса, режима и, в частности подземного стока, необходимого для прогноза изменения водного режима прилежащих территорий, находящихся в условиях проведения мелиораций земель (осушительных и обводнительных), а также в условиях влияния водоотбора для водоснабжения, требуется районирование территорий по гидрогеологическим, гидрологическим и водно-хозяйственным условиям.

В качестве таксономических единиц такого районирования выделяют: подучастки, участки, подрайоны, районы и речные водосборы.

Подучастки площадью от 1 до 200 га — небольшие сравнительно однородные в гидрогеологическом отношении площади с определенным пределом глубин до воды, где существует естественный или нарушенный режим подземных вод с изученными природными и искусственными факторами — полив воды для орошения, дренаж для осушения, работа водозаборов для водоснабжения и т. п. На каждом подучастке имеются один или два-три расчетных элемента потока (см. рис. 1), для которых с помощью метода конечных разностей, аналитического или общеводно-балансового анализируется режим подземных вод и рассчитывается местное пополнение подземного стока, например по уравнению (6).

Величины местного использования подземного стока $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\times\right.$ $\left.\times\Delta t\right)$ подучастка вычисляют по усредненным значениям, входящих в него параметров, полученных для каждого элемента потока за время Δt. При наличии одного расчетного элемента потока на подучастке разность между притоком и оттоком, полученная по этому элементу, распространяется на всю площадь подучастка.

Участок объединяет несколько подучастков по принципу однородности их в гидрогеологическом и, в частности, водно-балансовом отношении, т. е. однородности типов баланса грунтовых вод в пределах их контура. Например, в пределах участка может преобладать инфильтрация атмосферных осадков или поливных вод и сток грунтовых вод над другими расходными элементами баланса, при этом формируется инфильтрационно-стоковый тип баланса, если испарение грунтовых вод преобладает над стоком — испарительно-подпорный тип баланса [4, 5, 7].

Величина $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)$ усредняется так же, как и для подучастков, но уже в пределах площади участка по данным средних величин каждого подучастка.

Подрайоны выделяют по характеру растительности и хозяйственному использованию земель (для сельского хозяйства, лесоводства, обводнительных или осушительных мелиораций и т. п.). Например, выделяют открытые пашни, леса, сельскохозяйственные угодья и т. п.

Методика усреднения величин элементов местного пополнения подземного стока для территории подрайона аналогична методике усреднения аналогичных величин для участков.

В качестве исходного принимают усредненное значение $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)$ для участка.

Районы выделяют по геоморфологическому принципу, крупным градациям мощностей зоны аэрации, ее проницаемости и условиям естественной дренированности территории бассейна. Например, выделяют слабо дренированные поймы рек и их притоков с малой мощностью зоны аэрации, надпойменные древние террасы с более мощной зоной аэрации и лучшей дренированностью гидрографической сетью, а также водораздельное плато с весьма мощной зоной аэрации.

Усреднение величин местного пополнения подземного стока производится путем расчета средневзвешенных по площади подрайонных величин разности $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)_{ср}$. Указанное подразделение территорий производится на топографических картах крупных масштабов, выбранных в зависимости от сложности природных условий и степени изученности режима подземных вод, например в зависимости от количества наблюдательных скважин, приходящихся на единицу площади. Наиболее удобные масштабы для указанного районирования 1:50 000, 1:25 000 и 1:10 000.

Расчет подземного стока с территории бассейна реки или междуречья выполняется в такой последовательности.

1. Составляют или используют уже подготовленные карты инфильтрации атмосферных осадков, достигающих грунтовые воды $w_1\Delta\tau$, испарения грунтовых вод $u\Delta\vartheta$, перетекания этих вод по вертикали $\varepsilon\Delta t$, а также величин изменения запасов грунтовой воды $\mu\Delta H$ за один и тот же промежуток времени Δt (месяц, сезон года).

Общий принцип составления таких карт — предварительное нахождение корреляционных связей указанных элементов баланса с мощностью зоны аэрации, выявление других факторов, от которых зависят те же элементы баланса (например, водоотдача пород, растительность, условия увлажнения на поверхности и т. п., включая искусственные факторы, такие, как густота застройки, тип наземных сооружений и т. д.). Почти всегда требуются карты глубин до воды на данный расчетный срок, а также карты рельефа — топооснова в масштабах 1:25000 или 1:10000.

С помощью линейной интерполяции расчетных величин с учетом главнейших факторов и использования графиков связи данного элемента баланса, например с глубиной до воды, а также карт глубин и рельефа дневной поверхности строятся все перечисленные выше карты, кроме карты перетекания грунтовых вод вниз или подтока вод снизу $\varepsilon\Delta t$.

Для построения карты $\varepsilon\Delta t$ необходимо предварительно составить карту распространения разделяющего слоя слабопроницаемых пород с учетом их коэффициентов фильтрации по вертикали, а также соответствующих напорных градиентов вертикальной фильтрации воды. Затем можно по формуле (56) вычислить картографируемую величину перетекания для конкретных пунктов.

2. Выделив на карте изменения запасов грунтовых вод, относительно однородные участки водосбора по величинам $\mu\Delta H$ и алгебраическим суммам $(w_1\Delta\tau - u\Delta\vartheta - \varepsilon\Delta t)$, согласно уравнению (6), вычисляют для них величину $\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$. Каждому значению последней величины должна отвечать определенная площадь F_i, на которую распространяется расчетная величина.

3. Вычисляют суммарный расход грунтовых вод Q_n, проходящих через нижнее сечение водосбора.

Для этого применяют формулу

$$Q_n = -\sum_1^n \left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)_i F_i, \qquad (178)$$

где $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)_i$ — разность между притоком и оттоком грунтовых вод для конкретного расчетного участка или подрайона i, определенная по Дарси или из уравнения (6); F_i — площадь участка или подрайона в плане.

При этом периферийные участки ограничиваются водораздельной линией. Разделив суммарный расход Q_n на общую площадь водосбора $\Omega=\sum_1^n F_i$, получим средний слой подземного стока в виде

$$\frac{Q_n}{\Omega}=\frac{-\sum_1^n\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)_i F_i}{\Omega}. \qquad (179)$$

Этот слой стока отвечает выбранному расчетному промежутку времени Δt. Он включает выклинивание грунтовых вод в реку, подрусловый сток в замыкающем сечении реки, а также часть подземного стока, направленного в обход гидроствора в нижнем течении реки. Обычно основная составляющая величины Q_n — подземное питание реки. Промежуток времени Δt обычно отвечает сезону года и генетически разным интервалам годового цикла, весеннего пополнения, летнего и осенне-зимнего расходования запасов вод.

На основании указанного расчета определяют среднегодовой расход подземных вод в нижнем (замыкающем) сечении, равный $Q_{n\,ср}$ ($м^3$/сут). Для расчета модуля подземного стока (л/(с·$км^2$)) применяют формулу

$$M=\frac{Q_{n,ср}}{86{,}4\Omega}=\frac{-\sum_1^n\left(\frac{Q'_1-Q'_2}{F}\right)_i F_i}{86{,}4\Omega}, \qquad (180)$$

где $\Omega=\sum_1^n F_i$; n — число расчетных участков или подрайонов, размещенных в пределах водосбора плотно друг к другу, для которых вычислены величины $(Q_1-Q_2)/F$; Q_1 и Q_2 — среднегодовые расходы воды.

В случаях пренебрежения при расчетах питания местным пополнением подземного стока (т. е. при допущении $Q_1=Q_2$) в пределах каких-либо расчетных участков, этот сток мы все же имеем возможность оценить, исходя из закартографированных величин изменения запасов грунтовых вод $\mu\Delta H$ по участкам на всей территории, алгебраической суммы величин элементов баланса $(w_1\Delta\tau-u\Delta\vartheta-\varepsilon\Delta t)$ смежных участков и районов. Каждое слагаемое этой суммы, в свою очередь, предварительно картографируется с учетом более надежных (региональных) уравнений связи их с природными факторами, а также особенностей местности. Местное восполнение подземного стока вычисляется по уравнению (6). Относительная погрешность такого расчета стока заключена между крайними значениями аналогичных погрешностей учитываемых элементов баланса.

Часто не вся площадь речного водосбора может быть покрыта элементами потока или расчетными балансовыми многоугольниками, для которых рассчитывается величина $\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$ по формуле (6), что объясняется недостаточной численностью скважин наблюдательной сети. В таком случае для приближенной оценки баланса поступаем следующим образом. Для территорий, не имеющих наблюдательных скважин, также применяют балансовое уравнение (6). Но в качестве исходных данных по величинам инфильтрации, испарения грунтовых вод и измененных запасов принимают уже закартографированные показатели этих элементов баланса для ближайших аналогичных районов. Вначале вычисляют усредненные величины $\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$ для площадей, ограниченных контурами геоморфологических элементов рельефа, с которыми совпадают границы балансовых районов и градаций глубин до воды, а также водораздельные линии. Затем значения соответствующих элементов баланса $w_1\Delta t$, $u\Delta\vartheta$, $\varepsilon\Delta t$ и $\mu\Delta H$ корректируем по соответствующим картам с учетом их изменчивости по площади.

Планиметрирование расчетных площадей для определения F_i и расчета Q_n или Q_n/Ω по формуле (179) производим в пределах, указанных на крупномасштабной карте границ.

Глава 3

РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Выше были рассмотрены методы гидродинамического анализа режима подземных вод и методика определения питания, перетекания и горизонтального подземного стока на расчетных участках (в элементах потока), в пределах которых имеется сеть наблюдательных скважин. При оценках горизонтального подземного стока освещались вопросы определения стока грунтовых вод на водосборах малых рек.

Вместе с этим весьма актуальна региональная оценка баланса подземных вод больших территорий — бассейнов средних рек, частей артезианских бассейнов. Сложность этой оценки связана с необходимостью охватить расчетами крупные географические регионы, на которых отсутствует детальное исследование режима и формирования баланса подземных вод.

Региональная оценка питания и стока подземных вод необходима для изучения закономерностей формирования раз-

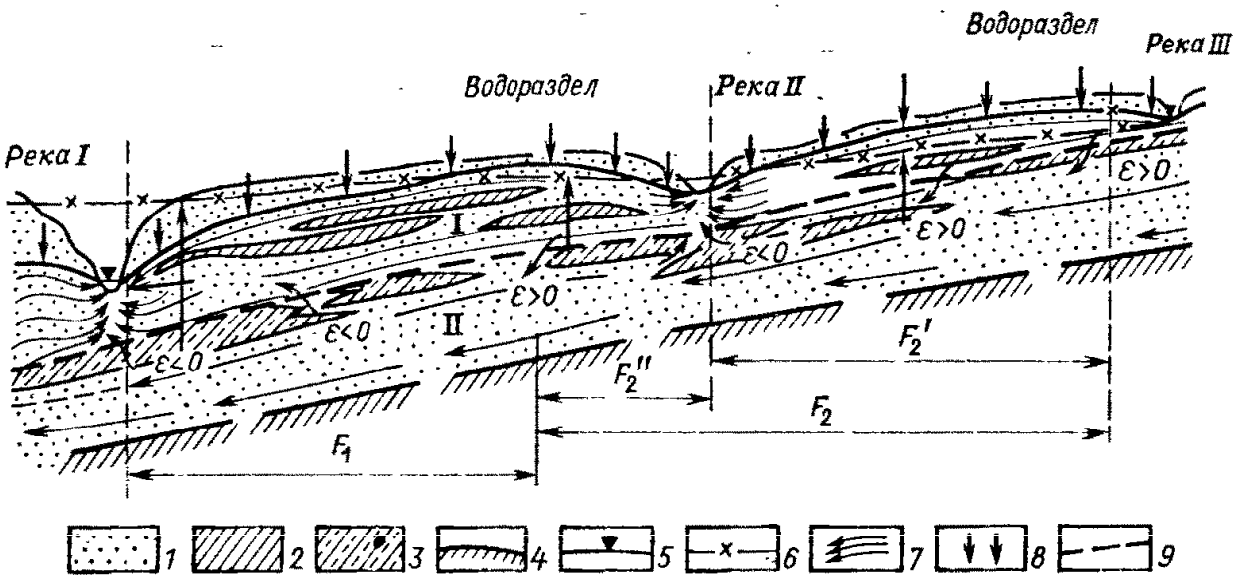


Рис. 17. Схема региональных потоков грунтовых и напорных вод:

1—3 – породы (*1* водопроницаемые, *2* – относительно водоупорные в зоне активного водообмена, *3* – слабопроницаемые); *4* – водоупорное ложе; *5* – уровень грунтовых вод; *6* пьезометрическая поверхность напорных вод; *7* – линии тока подземной воды; *8* питание грунтовых вод сверху; *9* – подошва подзоны балансовой области (дренирующего влияния речной сети мелких и средних рек). I—II – подзоны (I – дренирования мелкими и средними реками, II – глубинного стока к крупным рекам, большим озерам и морям)

ных генетических типов этих вод, определения их запасов и ресурсов, составления региональных прогнозов изменения режима вод в условиях широкого развития сельскохозяйственных мелиораций земель (орошение, осушение), организаций водоснабжения при гидротехническом, промышленном строительствах и т. п.

Сущность метода региональной оценки баланса подземных вод заключается в количественном определении для больших областей величин питания, горизонтального и вертикального стоков этих вод по данным режимных наблюдений в опорных пунктах, на соседних экспериментальных балансовых участках и репрезентативных бассейнах малых рек. В состав данного метода включается специальное картографирование элементов баланса подземных вод на картах разного масштаба. Это позволяет составлять прогноз элементов водного баланса во времени и в пространстве. Таким путем существенно повышается эффективность результатов стационарного изучения режима и баланса подземных вод, проводимого в опорных пунктах и на балансовых участках, гидрогеологических постах и в целом на территориях деятельности гидрогеологических стационаров.

Балансовую область на первом этапе исследований ограничивают сверху дневной поверхностью, снизу — подошвой верхней подзоны дренирующего влияния местной гидрографической сети; в плане границы области проводятся по водоразделам малых и средних речных бассейнов, а также по краевым линиям тока воды, направленным нормально к гидроизогипсам и гидроизопьезам и рекам (рис. 17).

Дренирующее влияние малых и средних рек (с площадью водосборов 1000—50 000 км^2) в разрезе ограничивается верхней подзоной зоны активного водообмена. Эта зона с пресными водами достигает большой мощности. Например, такие напорные воды в Московском и Прибалтийском артезианских бассейнах простираются до глубин более 200—300 м, что значительно превосходит мощность подзоны дренирующего влияния местной речной сети.

В такой подзоне в пределах водосборов малых и средних рек линии тока грунтовых вод направлены к рекам, которые дренируют эти воды. Ниже подошвы этой подзоны (см. рис. 17) линии тока глубже находящихся вод выклиниваются в более глубокие реки, крупные озера и моря за пределами рассматриваемой территории.

Вблизи подошвы выделенной подзоны, которая принимается за балансовую, часто распространены слабопроницаемые породы в виде разделяющих слоев. Через эти слои при наличии падения напора воды по вертикали устанавливается нисходящая фильтрация — перетекание грунтовых вод в подстилающий межпластовый часто напорный водоносный горизонт (при $\varepsilon > 0$) или восходящий переток напорных вод в грунтовый поток (при $\varepsilon < 0$). Возможны также гидрогеологические «окна», через которые происходит более свободный водообмен между водоносными комплексами пород.

Если некоторые реки питают водоносные горизонты, то балансовая область в разрезе ограничивается первым региональным относительным водоупором, через который также возможен вертикальный переток грунтовых вод, в основном дренируемых отдаленными большими реками или морями.

Мощность подзоны дренирующего влияния реки можно приближенно определить исходя из расхода выклинивающихся подземных вод, знания фильтрационных свойств водоносных пород, напорных градиентов грунтового потока вблизи русла реки и двойной длины последнего.

Для этого расчета действительна формула

$$h_{ср} = \frac{Q_р}{kLI}, \qquad (181)$$

где $h_{ср}$ — средняя мощность грунтового потока вблизи реки; $Q_р = 0{,}274 \cdot 10^{-5} Y_п \Omega$ — расход подземных вод, поступающих в реку; $Y_п$ — подземная составляющая речного стока; Ω — площадь водосбора; L — двойная длина русла реки, дренирующей грунтовые воды; k — средний коэффициент фильтрации водоносных пород; I — напорный градиент потока вод по горизонтали вблизи реки.

При этом величина $I_п$ определяется с помощью генетического расчленения гидрографа реки или по карте выклинивания подземных вод в реки (питание рек подземной водой).

Большинство элементов регионального баланса подземных вод определяется независимыми методами (см. выше), в опорных расчетных пунктах — на расчетных участках (в элементах потока) по данным режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод, а также с помощью широкой экстраполяции (см. ниже).

В первую очередь региональный баланс составляют за среднемноголетний годовой цикл, поэтому составляющие его представляют собой среднемноголетние величины (нормы прихода и расхода воды).

Отклонения от норм для отдельных элементов баланса, вызываемые различной водностью отдельных лет, оцениваются с помощью методов вариационной статистики с учетом заданной обеспеченности этих элементов.

В результате составления такого баланса для данного водосбора или его участка оцениваются региональные и зональные нормы инфильтрации атмосферных осадков, испарения грунтовых вод совместно с восходящим током влаги от грунтовых вод в зону аэрации, величины питания этих вод сверху или нормы подземного стока. Определяется также норма питания сверху глубоких межпластовых (часто напорных) подземных вод, находящихся ниже подошвы балансовой области.

Все элементы регионального баланса подземных вод картографируются, что позволяет экстраполировать эти элементы на недостаточно изученные территории.

На основе балансового уравнения (6) для оценки регионального баланса грунтовых вод в пределах части водосбора площадью F_i удобно воспользоваться уравнением

$$\mu \Delta H_i F_i = (Q_1 - Q_2)\Delta t + w_i F_i \Delta t - \varepsilon_i F_i \Delta t, \qquad (182)$$

где i — индекс, указывающий на принадлежность соответствующих величин к одному любому участку или части водосбора (элементу потока); w_i — интенсивность питания грунтовых вод сверху на этом участке, равная разности величин инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод за время Δt; ε_i — интенсивность перетекания грунтовых вод вниз ($\varepsilon_i > 0$) или перетекания напорных вод вверх ($\varepsilon_i < 0$); $(Q_1 - Q_2)_i$ — разность между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении на участке i; ΔH_i — изменение уровня грунтовых вод на участке за время Δt.

При выклинивании стока грунтовых вод в реки для водосбора, ограниченного водораздельной линией, действительны следующие уравнения:

$$\mu\Delta H_{ср} = w_{ср}\Delta t - Y_{п} - \varepsilon_{ср}\Delta t;$$

$$\Delta H_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} \Delta H_i F_i}{\Omega}; \quad w_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} w_i F_i}{\Omega};$$

$$\varepsilon_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} \varepsilon_i F_i}{\Omega};$$

$$\Delta t \sum_{1}^{n} (Q_1 - Q_2)_i = -Q_{п}\Delta t = -Y_{п}\Omega, \qquad (183)$$

где $Q_{п}$ — суммарный расход всех дренируемых подземных (грунтовых) вод с водосбора речной сетью в объемных единицах измерения за сутки; $Y_{п}$ — суммарное подземное питание реки и ее притоков в пределах водосбора за время Δt, измеряемое высотой слоя воды; $\Delta H_{ср}$, $w_{ср}$, $\varepsilon_{ср}$ — величины, усредненные на площади водосбора; $\Omega = \sum_{1}^{n} F_i$; n — число расчетных участков (элементов потока).

Величина $Y_{п}$ определяется методом Куделина — генетического расчленения гидрографа реки для нижнего замыкающего гидрометрического створа. Норма этой величины закартографирована для всей территории СССР.

Для практического использования уравнения (183) необходимо иметь: средневзвешенные по площади водосбора величины $\Delta H_{ср}$, $w_{ср}$ и $\varepsilon_{ср}$ за каждый промежуток Δt, а также величины подземного питания реки $Y_{п}$ и водоотдачи или недостатка насыщения пород μ, усредненные на площади водосбора.

Для среднемноголетнего года ($\Delta t = 365$ сут) действительны: $\Delta H_{ср} = 0$, $w_{ср} = w_{ср0}$, $\varepsilon_{ср} = \varepsilon_{ср0}$, $Y_{п} = Y_{п0}$. Индекс «0» указывает на многолетнюю норму. На основании этого получаем

$$(\varepsilon\Delta t)_{ср0} = (w\Delta t)_{ср0} - Y_{п0}. \qquad (184)$$

Таким образом, для расчета нормы питания сверху подстилающих межпластовых часто напорных вод или нормы перетекания грунтовых вод через первый разделяющий относительный водоупор в бассейне реки $(\varepsilon\Delta t)_{ср0}$ необходимо знать норму усредненного по площади питания грунтовых вод сверху $(w\Delta t)_{ср0}$ и норму подземного питания реки, приходящиеся на данный водосбор реки $Y_{п0}$.

С помощью уравнения (184) *можно вычислить питание сверху глубоких межпластовых водоносных горизонтов*, подстилающих грунтовые потоки, т. е. величину $(\varepsilon\Delta t)_{ср0}$. При отрицательном значении этой величины мы получаем размер разгрузки глубоких межпластовых вод, происходящей путем вертикаль-

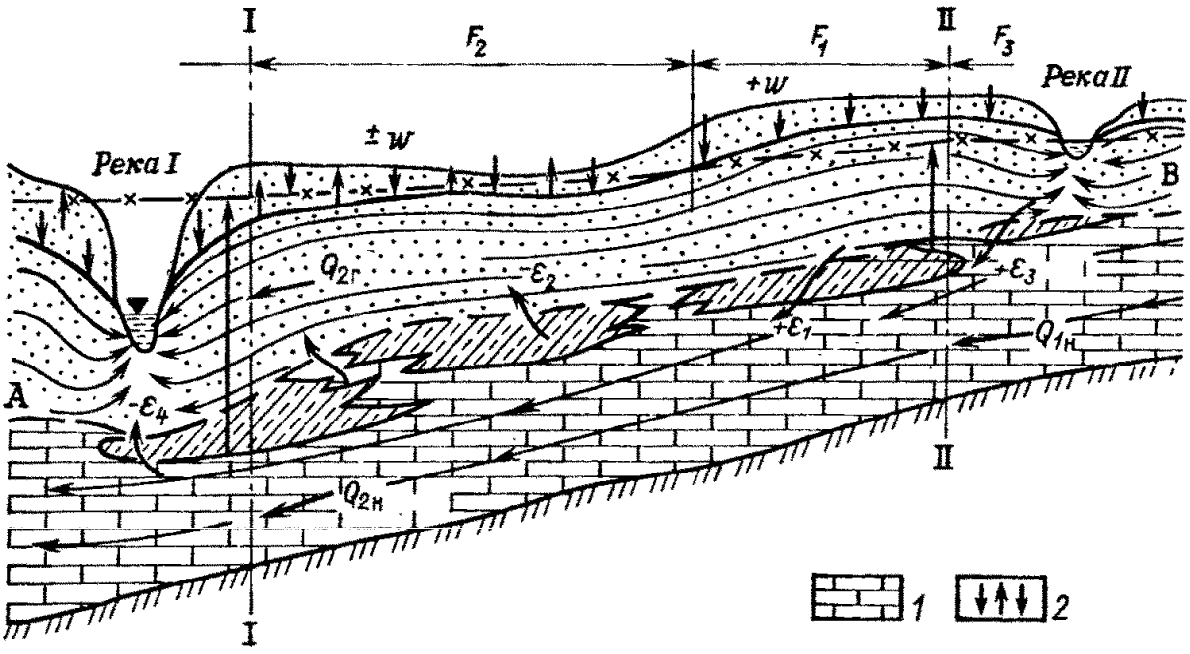


Рис. 18. Схема взаимосвязи грунтовых вод с напорными водами и реками:
1 — известняки; *2* — питание грунтовых вод сверху и их расход на испарение; I–I и II–II плоскости сечений.
Остальные условные обозначения см. на рис. 17

ного перетекания последних в грунтовый поток или к дневной поверхности. Эта разгрузка глубоких вод представляет собой дополнительный источник восполнения запасов грунтовых и тех межпластовых вод снизу, которые находятся в подзоне горизонтального дренирования местными реками.

Районирование крупных территорий по величине $(\varepsilon\Delta t)_{ср\,0}$ или по соотношению ее компонентов $(w\Delta t)_{ср\,0}$ и $Y_{п\,0}$ может явиться основой для выбора направлений осушительных мелиораций земель, поскольку возможный приток к поверхности напорных вод снизу часто весьма угрожающий фактор переувлажнения земель.

Для количественной оценки размера глубинного горизонтального подземного стока, дренируемого большими реками и проходящего в разрезе ниже подошвы подзоны дренирующего влияния местной гидрографической сети, поступаем следующим образом (рис. 18). На междуречном пространстве выделяют площади водосборов F_1, F_2 и F_3. На первой и третьей из них грунтовые воды перетекают в напорный водоносный горизонт, находящийся ниже подошвы подзоны дренирующего влияния местных средних рек, причем ε_1 и ε больше нуля. На площади F_2 напорные подземные воды подпитывают грунтовый поток снизу с интенсивностью ε_2 (меньше нуля).

Грунтовый поток, располагающийся выше подошвы подзоны дренирующего влияния местных рек, целиком дренируется глубокой рекой I. На своем пути от реки II до реки I этот поток сверху получает инфильтрационное питание из зоны аэрации с

интенсивностью $\pm w$ и теряет или получает подпитывание снизу путем перетекания напорных вод с интенсивностью $|\varepsilon_2|>0$.

Между грунтовым потоком и напорными водами находятся слабопроницаемые породы и гидрогеологические «окна», через которые происходит вертикальный переток воды. На определенной глубине напорный поток подстилается региональным водоупором.

Напишем уравнение баланса грунтовых вод в виде

$$\mu\Delta H=\frac{Q_{1г}-Q_{2г}}{F}\Delta t+w\Delta t-\varepsilon\Delta t, \tag{185}$$

а баланса напорных вод при отсутствии перетока вод через региональный водоупор в виде

$$\mu^*\Delta H_н=\frac{Q_{1н}-Q_{2н}}{F}\Delta t+\varepsilon\Delta t, \tag{186}$$

где F_1+F_2 (см. рис. 18) — общая площадь правобережной части водосбора на одном берегу реки I, т. е. от водораздела грунтовых вод — сечение II—II до замыкающего сечения I—I около реки, причем F_1 — площадь возвышенной части междуречья, где $w>0$; F_2 — площадь террасированной части междуречья, где w может быть более и менее нуля; ΔH и $\Delta H_н$ — средние изменения уровня соответственно грунтовых и напорных вод за промежуток времени Δt; $Q_{1г}$ и $Q_{1н}$ — приток грунтовых и напорных вод за единицу времени через верхнее сечение II—II; $Q_{2г}$ и $Q_{2н}$ — отток грунтовых и напорных вод за единицу времени через нижнее сечение I—I, отстоящее от уреза реки примерно на 1,5—2 мощности не вскрытых рекой водоносных пород с грунтовой водой; w и ε — средние по площади F интенсивности питания грунтовых вод сверху и перетекания этих вод в напорный водоносный горизонт.

При этом учтем, что расход грунтовой воды в нижнем сечении I—I равен подземному питанию речного стока, направленного к реке с одного берега, т. е.

$$Q_{2г}\Delta t=Y_п F. \tag{187}$$

Расход грунтового потока на водоразделе, в сечении II—II, равен нулю, т. е. $Q_{1г}=0$. Учитывая это, сложим уравнения (185) и (186):

$$\mu\Delta H+\mu^*\Delta H_н=\left(\frac{Q_{1н}-Q_{2н}}{F}-\frac{Q_{2г}}{F}\right)\Delta t+w\Delta t, \tag{188}$$

откуда найдем

$$\frac{Q_{2н}}{F}\Delta t=\frac{Q_{1н}}{F}\Delta t-Y_п+w\Delta t-(\mu\Delta H+\mu^*\Delta H_н). \tag{189}$$

Эта формула действительна при отсутствии вертикального потока напорных вод через их региональный водоупор. Для среднемноголетнего года будем иметь $\Delta H=0$; $\Delta H_н=0$ и вместо выражения (189) получим уравнение

$$\frac{Q_{2н0}}{F}\Delta t=\frac{Q_{1н0}}{F}\Delta t-Y_{п0}+(w\Delta t)_0. \qquad (190)$$

Индекс «0» означает норму данной величины. Приток напорных вод через верхнее сечение II—II можно найти по карте интенсивности перетекания, если известна водосборная площадь, ограниченная указанным сечением и рекой или водоразделом пьезометрической поверхности напорных вод. На рис. 18 такая площадь равна F_3. Итак, имеем

$$Q_{1н0}\Delta t=\varepsilon_{3,0}F_3\Delta t, \qquad (191)$$

где $\varepsilon_{3,0}$ — норма интенсивности перетекания грунтовых вод на площади F_3.

Из уравнений (190) и (191) получаем расчетную формулу

$$\frac{Q_{2н0}}{F}\Delta t=\varepsilon_{3,0}\frac{F_3}{F}\Delta t-Y_{п0}+(w\Delta t)_0. \qquad (192)$$

Заметим, что все члены в правой части уравнения (192) могут быть определены с помощью карт, на которых закартографированы среднемноголетние величины: перетекания грунтовых вод $(\varepsilon\Delta t)_0$, подземного питания рек $Y_{п0}$ и питания грунтовых вод сверху $(w\Delta t)_0$.

Пример. За среднемноголетний год по указанным выше картам применительно к схеме, данной на рис. 18, определены: $\varepsilon_{3.0}\Delta t=10$ мм; $Y_п=60$ мм; $(w\Delta t)_0=70$ мм. По картам планиметрированием найдены: $F_3=100$ км^2, $F=500$ км^2. Требуется рассчитать среднемноголетние расходы напорных и грунтовых вод в замыкающем сечении I—I (см. рис. 18).

Согласно уравнению (192), получим за год:

$$\frac{Q_{2н0}}{F}\Delta t=10\frac{100}{500}-60+70=12\ (\text{мм})$$

или

$$Q_{2н0}\Delta t=0{,}012\cdot 500\cdot 10^6=6\cdot 10^6\ (\text{м}^3);$$

$$Q_{2н0}=\frac{6\cdot 10^6}{365}=16450\ (\text{м}^3/\text{сут})=191\ (\text{л/с}).$$

Среднемноголетний расход грунтовых вод в сечении I—I (см. рис. 18) при $Q_1=0$, $\Delta H=0$, согласно уравнениям (184) и (187), составит

$$\frac{Q_{2.0}}{F}\Delta t=(w\Delta t)_0-(\varepsilon\Delta t)_0=Y_{п0}. \qquad (193)$$

Отсюда

$$Q_{2.0}=Y_{п0}\frac{F}{\Delta t}=\frac{60\cdot 500\cdot 10^6}{365\cdot 86400}=953\ (\text{л/с}).$$

Из сравнения расходов воды напорной и грунтовой следует, что расход напорных вод в сечении II—II составляет всего 20% от расхода грунтовых вод, выклинивающихся в реку. Указанные 20% расхода воды не дренируются рекой I, а отводятся за пределы ее водосбора — к руслу большой реки.

Внутри водосбора данной реки ($F=F_1+F_2$) напорный поток глубоких вод увеличивает свой расход на величину

$$\frac{\Delta Q_{н0}}{F}\Delta t=\left(\frac{Q_{2н0}}{F}-\frac{Q_{1н0}}{F}\right)\Delta t, \tag{194}$$

где $\Delta t=365$ сут; $\frac{Q_{1н0}}{F}\Delta t=\frac{\varepsilon_{з.0}F_3\Delta t}{F}$.

Подставив числовые значения, получим

$$\frac{\Delta Q_{н0}}{F}\Delta t=12-\frac{10\cdot 100}{500}=10\ (\text{мм/год})$$

или величину, на которую увеличивается расход напорных вод на площади F:

$$\Delta Q_{н0}=\frac{10\cdot 500\cdot 10^6}{365\cdot 86400}=159\ (\text{л/с}).$$

Таким образом, выполнена оценка ресурсов грунтовых и напорных вод в условиях их взаимосвязи. Эти данные необходимы для обоснования источников водоснабжения за счет подземных вод.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПО ПЛОЩАДИ И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ БАЛАНСА

На автономных балансовых участках и экспериментальных речных бассейнах площадью до нескольких десятков и сотен гектаров при наличии сгущенной сети наблюдательных скважин (см. рис. 5) расчетные элементы потока соприкасаются между собой.

Оценка средневзвешенных по площади элементов баланса производится на основании всех значений того или иного элемента баланса, определенного в каждом элементе, и размеров соответствующих площадей элементов потока. Например, для оценки среднего по площади стока применяют формулу (179) и аналогично этому вычисляют средние величины питания и перетекания грунтовых вод. Причем для других элементов вместо $\left(\frac{Q_1-Q_2}{F}\right)_i$ используют w_i или ε_i.

Если усреднение выполняют для суммарных величин, отвечающих генетическим промежуткам времени Δt, то все указанные в формуле значения элементов баланса умножаются на Δt (число суток в расчетном промежутке времени, месяце, сезоне года или за годовой цикл).

Распространение результатов расчета элементов баланса грунтовых вод на большие площади производится двумя путями: 1) с помощью интерполяции; 2) с помощью экстраполяции.

Первый путь базируется на относительной однородности природных и водохозяйственных условий территории, при которой в узких пределах изменяются глубины до воды по площади, сравнительно однородно строение зоны аэрации, примерно одинаковы литология пород этой зоны, устройство дневной поверхности (рельеф, почва и растительность). При этом может применяться линейная интерполяция, которая также используется при составлении карт гидроизогипс.

В качестве исходных данных составляется карта распределения на изучаемой площади расчетных центров элементов потока, которая сопоставляется с картами литологии пород зоны аэрации, глубин до воды и параметрами μ, принятыми в расчет. Границы выделяемых градаций элементов баланса проводятся с помощью линейной интерполяции, которая частично может корректироваться контурами микрорельефа, разной растительностью и последствиями хозяйственной деятельности (например, вырубка лесов, осушение земель, сельскохозяйственное производство и т. п.).

Второй путь (экстраполяция) основывается на анализе количественных связей элементов баланса грунтовых вод с природными и искусственными факторами, а также на попутном картографировании этих факторов по всей территории исследования.

К природным факторам, с которыми тесно связаны элементы баланса грунтовых вод, относятся: мощность зоны аэрации (глубина до грунтовой воды); величина параметра μ (водоотдача или недостаток насыщения пород зоны аэрации, а также верхней части толщи водонасыщенных грунтов); дренированность местности (глубина вреза эрозионной сети, наличие заболоченности и т. п.), условия увлажнения на поверхности и поверхностный сток, а также метеорологические факторы (осадки, суммарное испарение, конденсация, атмосферное давление и т. п.).

К искусственным факторам относятся: полив оросительной водой (водоподача на орошение, нормы полива); дренажный сток, коэффициент земельного использования (КЗИ); транспирация влаги растениями на орошаемых землях, водоотбор подземной воды для водоснабжения и осушения земель, местные и районные депрессии зеркала подземных вод и т. п.

Рассмотрим некоторые примеры исследования количественных связей элементов баланса грунтовых вод с природными и водохозяйственными факторами. Они использовались непосредственно для экстраполяции расчетных элементов баланса по площади водосборов.

Для составления детальных карт (масштаба 1:25 000 и 1:50 000) *сезонного распределения абсолютных величин инфильтрации осадков*, достигающих уровня грунтовых вод, или

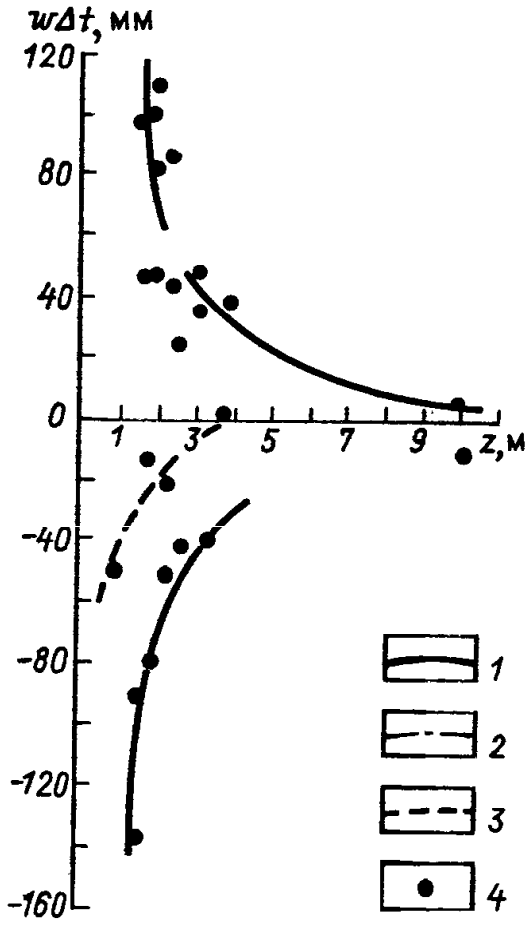


Рис. 19. График связи питания и испарения ($w\Delta t$) грунтовых вод с глубиной до воды для Пехорско-Купавинского междуречья:

1–3 – периоды (*1* – весенний, *2* – летний, *3* – летне-осенний для заболоченных мест); *4* – точка наблюдения

величин испарения этих вод совместно с восходящим током влаги от этих вод в зону аэрации за данный год исследуются связи указанных величин элементов баланса со средней за соответствующий период глубиной до воды (рис. 19).

По каждому расчетному элементу потока вычисляют суммарные величины того или иного элемента баланса грунтовых вод за два, три или более длительных промежутков времени Δt в миллиметрах слоя воды в году (например, за ранневесенний период, в который происходит основное инфильтрационное питание грунтовых вод талыми водами и жидкими осадками сверху); за летний период преобладающего снижения уровня грунтовых вод под влиянием суммарного испарения, частично оттока воды к дренирующим рекам, а также за период осенне-зимнего спада уровня под влиянием подземного стока и дистилляции воды в зону аэрации). Для каждой величины элемента баланса, взятой за указанный период, из годовых ведомостей режимных наблюдений подсчитывают соответствующую среднюю глубину стояния уровня грунтовых вод.

При этом в случаях выделения небольших градаций глубин до воды на равнинных территориях, отвечающих небольшим амплитудам годового колебания уровня воды, можно исследовать связи между данным элементом баланса грунтовых вод и средней годовой глубиной их залегания в соответствующем пункте.

Для экстраполяции элементов баланса по площади водосбора в указанных случаях используют графические связи величин инфильтрации осадков и испарения с уровня грунтовых вод, вычисленные по сезонам года или генетическим периодам, с величинами среднегодовых глубин до воды, а также карту среднегодовых глубин до воды того же года.

На рис. 19 показана связь величин питания и испарения грунтовых вод со среднегодовой глубиной их стояния на Пехорско-Купавинском междуречье, сложенной флювиогляциальными песчаными отложениями.

Расчетные данные были получены на основании гидродинамического анализа режима грунтовых вод, выполненного нами с помощью метода конечных разностей [4]. В районе площадью 50 км^2 было около 15 расчетных участков, которые имели не менее трех наблюдательных скважин в каждом, расположенных в створах по потоку вод.

На основании рассмотренных связей элементов баланса за год составляют карты сезонных инфильтраций осадков, испарения грунтовых вод и местного восполнения подземного стока с учетом карты глубин до воды. Затем для каждой градации глубин до воды, указанной на карте, с графиков (см. рис. 19) снимались показания величин положительного питания — инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод за тот или иной сезон года.

При отсутствии возможности составления карт элементов баланса по сезонам года можно ограничиться одной картой глубин до грунтовой воды, составленной по среднегодовым данным режимных наблюдений в бассейне реки, и связью годовых величин элементов баланса со средней глубиной до воды.

Для составления детальных карт среднемноголетних годовых величин инфильтрации осадков, испарения грунтовых вод и местного пополнения подземного стока с данного водосбора в масштабах 1 : 25 000, 1 : 50 000 предварительно вычисляют средние значения их за период наблюдений не менее 16—20 лет для каждого микроландшафта по данным выполненных расчетов элементов баланса в элементах потока с помощью гидродинамического анализа наблюденного режима грунтовых вод.

Затем определяют: безразмерные коэффициенты инфильтрации осадков за год $\eta_{w0}=\left(\frac{\Sigma w_1 \Delta\tau}{X_{0,\text{X-IX}}}\right)_0$, испарения грунтовых вод $\eta_{u0}=\left(\frac{\Sigma u \Delta\vartheta}{X_{0,\text{X-IX}}}\right)_0$, где $\left(\frac{\Sigma w_1 \Delta\tau}{X_{0,\text{X-IX}}}\right)_0$ и $\left(\frac{\Sigma u \Delta\vartheta}{X_{0,\text{X-IX}}}\right)_0$ — средние за многолетие коэффициенты инфильтрации и испарения грунтовых вод, равные отношениям соответственно норм инфильтрации и испарения к нормам осадков за гидрологические годы (с октября по сентябрь следующего года включительно).

В целях оценки влияния комплекса природных факторов на элементы баланса грунтовых вод указанные коэффициенты рассматриваются для различных микроландшафтов [5].

Так, на Пехорско-Купавинском междуречье были выделены: 1) поймы и озерно-болотные депрессии; 2) холмистые моренные возвышенности; 3) плоская слабо дренированная часть плато; 4) выпуклая высокая наиболее дренированная часть плато. Для каждого микроландшафта дана оценка режима, баланса и формирования подземного стока вод за многолетие.

На карте микроландшафтов охарактеризованы в водно-балансовом отношении луга и верховые болота, сырой смешанный лес, пашни с перелесками и более возвышенные части плато, покрытые смешанными и хвойными лесами, а также пашнями.

Иллюстрацией выявленных закономерностей распределения инфильтрации осадков, испарения и стока грунтовых вод (их среднемноголетнего питания сверху) по микроландшафтам может служить график связи указанных безразмерных величин элементов баланса с мощностью зоны аэрации z, м (рис. 20).

По оси ординат отложены величины $\eta_{w_1 0}$ и $\eta_{u 0}$ с обозначением того микроландшафта, к которому они относятся. Для сравнения величин подземного стока (норм питания грунтовых вод) выше от абсцисс даны зеркальные отображения кривых: $\eta_{u 0} = f_1(z)$. Между последними и соответствующими кривыми $\eta_{w_1 0} = f(z)$ на рис. 20 выделены области, которые наглядно изображают размеры питания грунтовых вод в среднем за многолетие.

Например, в сосново-еловых лесах на флювиогляциальных песках при средней многолетней глубине до воды 2,65—4,81 м средняя годовая величина питания (или норма подземного стока) за 13 лет составила 110—118 мм слоя воды, а в аналогичных лесах с большими полянами при глубине до воды 1,96—10,47 м — 44- 85,6 мм; при глубине до воды 1,96—3,55 м — 78,7—85,6 мм. В то же время в поле (открытые пашни) на водораздельном плато при глубинах до воды 1,63—2 м величина питания равна 48,5—57,8 мм (за 20 лет). Причем на смешанном микроландшафте (пашня с перелеском и лесами) при глубине до воды 3,1 м величина питания грунтовых вод сверху составила 16,2 мм за тот же средний гидрологический год.

В работе [5] приведены связи элементов баланса с метеорологическими факторами. Там же даны схематические карты инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод, а также среднемноголетних величин местного пополнения подземного стока в бассейне р. Купавинки.

При составлении детальных карт элементов баланса необходимо выполнять следующие *требования*:

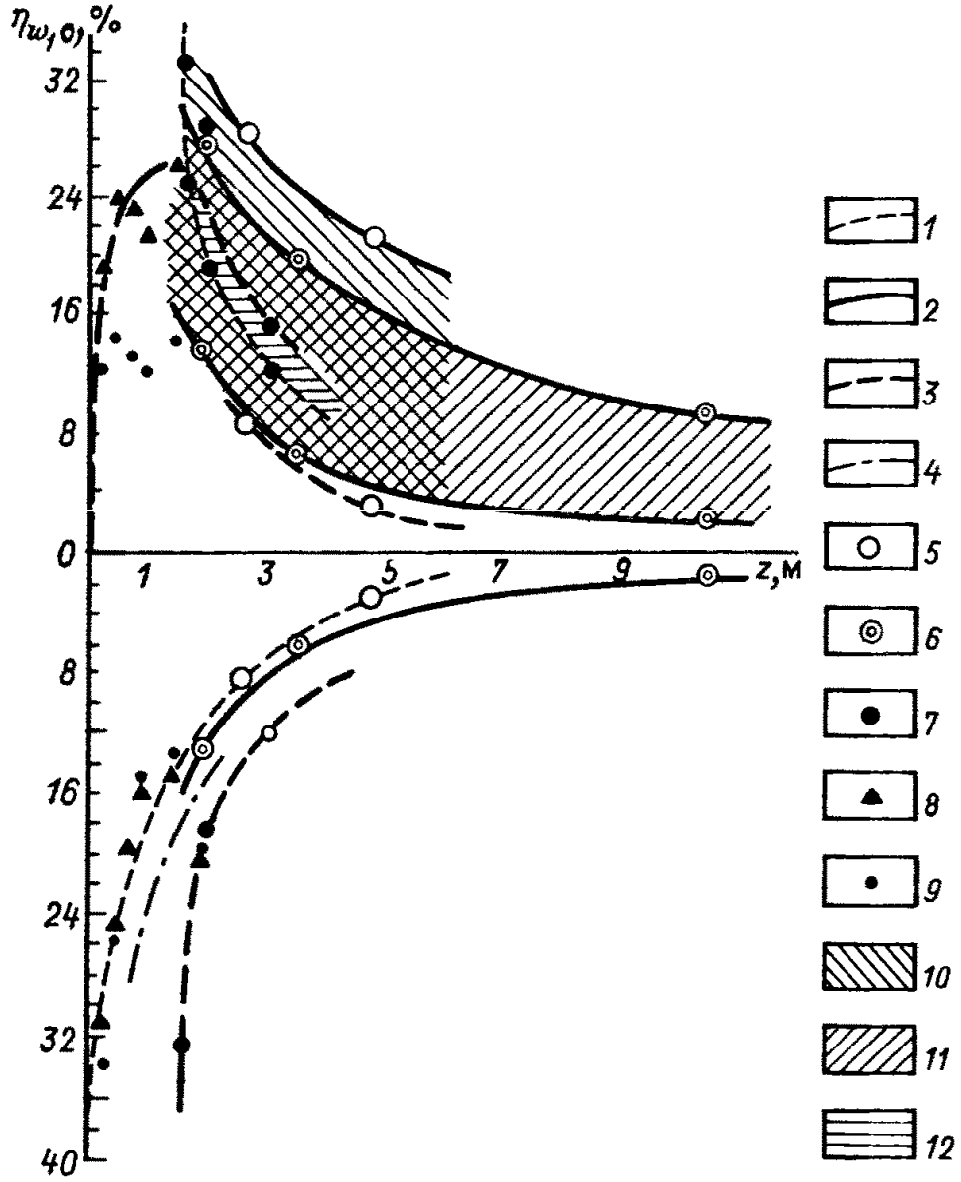


Рис. 20. График связи средних многолетних коэффициентов инфильтрации осадков ($\eta_{w_1 0}$) и испарения ($\eta_{u 0}$) грунтовых вод за гидрогеологический год со средней за 20-летие глубиной до воды:

1 — для хвойного леса; *2* — для леса с полями; *3* — для полей со смешанным лесом; *4* — по усредненным данным расчета; *5* — *9* — расчетные коэффициенты инфильтрации осадков и испарения грунтовых вод для (*5* — хвойного леса, *6* — леса с полями и большими полянами, *7* — полей со смешанным лесом, *8* — заболоченных массивов вдали от рек, *9* — заболоченных массивов по усредненным данным вдали и вблизи рек), *10* — *12* — области, отвечающие среднему многолетнему питанию грунтовых вод сверху или подземному стоку для (*10* — хвойного леса, *11* — леса, чередующегося с полянами, *12* — полей с небольшим лесом). Норма осадков за средний гидрологический год составляет 610,7 мм

а) на данном водосборе должно быть достаточное число наблюдательных скважин, позволяющих выделить такое количество расчетных элементов потока, чтобы охватить все гидрогеологические районы, подрайоны и участки;

б) по данным подготовительных исследований, которые предшествуют изучению баланса грунтовых вод, должны быть составлены карты распределения по площади бассейна ведущих факторов (например, геоморфология микрорельефа, литология пород зоны аэрации и водоносных пород, гидрогеология, глубины до воды, растительность, хозяйственные факторы, водозаборы, орошаемые и осушаемые земли и т. п.).

Число расчетных участков с различной глубиной до воды (от 0,5 до 10 м и более) при прочих равных условиях должно быть в районе не менее 5—10. Соответствующее число расчетных точек (более 5—10 значений отдельных элементов баланса при известных глубинах до воды) позволяет произвести графическое построение надежных кривых связей (см. рис. 20 и 19).

При составлении карт элементов баланса грунтовых вод за конкретные годы кроме карт годовой инфильтрации осадков $\Sigma w_1 \Delta\tau$, расходования грунтовых вод на испарение за год $\Sigma u \Delta\vartheta$ должна быть построена карта годового изменения запаса грунтовых вод $\Sigma\mu\Delta H$, а также карта местного пополнения подземного стока $\Sigma\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t$ за тот же год. Последняя из этих карт получается в процессе наложения (совмещения) карт величин $\Sigma w_1 \Delta\tau$, $\Sigma u \Delta\vartheta$ и $\Sigma\mu\Delta H$ и расчета для каждого из участков величины

$$\Sigma\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t=\Sigma w_1\Delta\tau-\Sigma u\Delta\vartheta-\Sigma\mu\Delta H. \qquad (195)$$

Рекомендуется также составление отдельной (промежуточной) карты годового питания грунтовых вод сверху $\Sigma w\Delta t=\Sigma w_1\Delta\tau-\Sigma u\Delta\vartheta$ путем совмещения карт инфильтрации и испарения и вычисления искомой величины по этому равенству. Вычисления удобно производить в точках пересечения изолиний градаций величин $\Sigma w_1 \Delta\tau$ и $\Sigma u \Delta\vartheta$.

Карта норм питания грунтовых вод сверху $(w\Delta t)_0$, по существу, представляет собой карту местного пополнения подземного стока или карту величин среднемноголетнего подземного стока с расчетных участков.

Если за каждый год, предшествующий составлению карты нормы питания, составляются соответствующие годовые карты величин питания, то основная из этих карт строится путем совмещения всех годовых указанных карт между собой и проведения контуров градаций величин по средним линиям среди годовых контуров.

При наличии перетекания грунтовых вод в бассейне реки учитывается величина $\varepsilon\Delta t$ и составляется карта этой величины, как указано выше, с использованием формулы (184). В правую часть формулы (195) добавляют слагаемое $-\Sigma\varepsilon\Delta t$, вычисляемое по данным расчета величины $\varepsilon\Delta t$ на каждом элементе потока за промежуток времени Δt данного годового цикла. Карта годовой величины $\Sigma\varepsilon\Delta t$ также совмещается (накладывается) с картой величины питания сверху и картой изменения запасов грунтовых вод $\Sigma\mu\Delta H$ для оценки горизонтального стока $\Sigma\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t$.

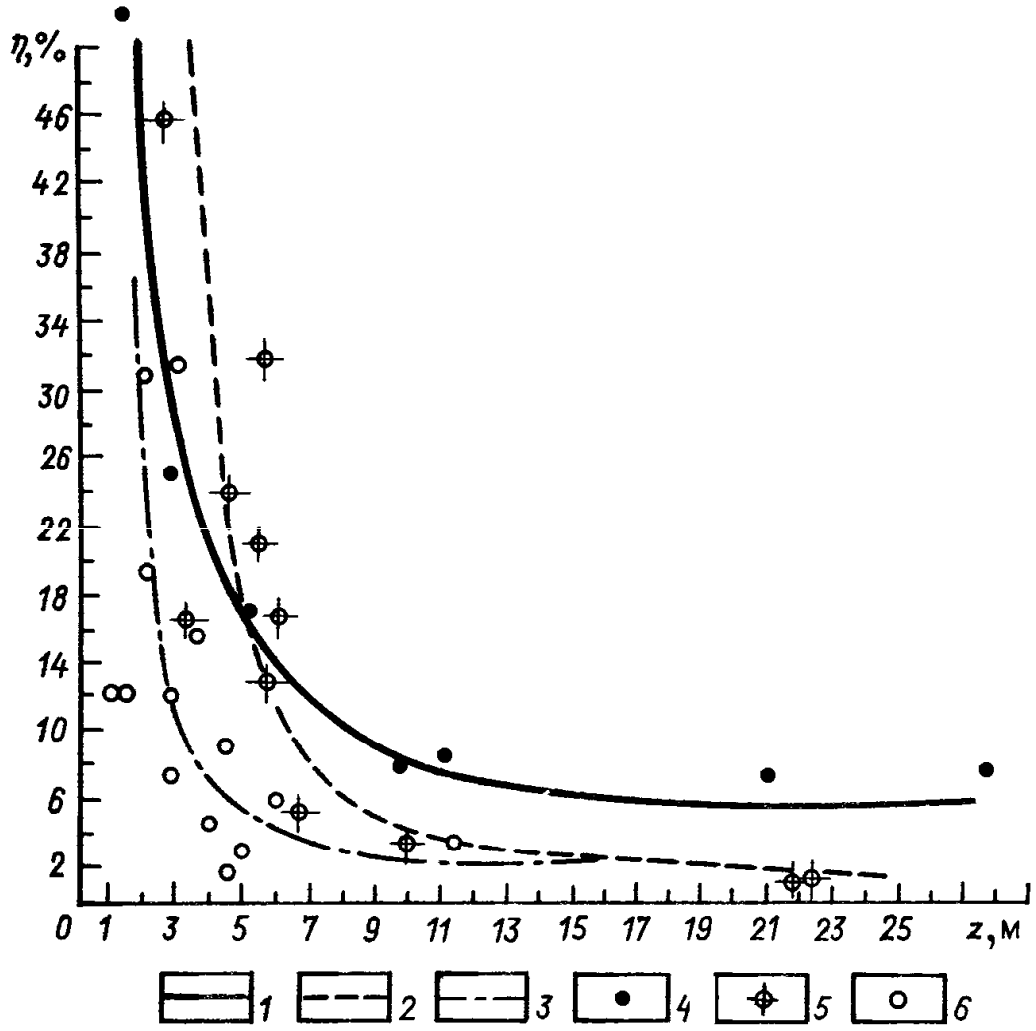


Рис. 21. Графики связи коэффициентов инфильтрации осадков с мощностью зоны аэрации для районов, расположенных на юго-востоке европейской части СССР:

1 – междуречья; *2* Хвалынская равнина; *3* аллювиальные террасы; *4* *6* – средние значения коэффициентов инфильтрации для (*4* междуречий в суглинках, *5* Хвалынской равнины в суглинках и песках, *6* – аллювиальных террас в песках)

Обзорные карты элементов баланса грунтовых вод (в масштабе 1 : 100 000—1 : 2 500 000) в основном предназначаются для региональных оценок баланса подземных вод больших территорий, изучения закономерностей формирования подземного стока в артезианских бассейнах, для составления региональных гидрогеологических прогнозов режима баланса крупных регионов и т. п.

Составление таких карт должно базироваться на корреляционных связях безразмерных коэффициентов инфильтрации атмосферных осадков $K_{w_1} = \frac{\Sigma w_1 \Delta\tau}{X} \cdot 100 = \eta_{w_1}$ и испарения грунтовых вод $K_u = \frac{\Sigma u \Delta\vartheta}{X} \cdot 100 = \eta_u$ с мощностью зоны аэрации z и гидрометеорологическим районированием территории. В общем случае балансы грунтовых вод составляются для любых лет (годовых циклов). При этом указанные коэффициенты вычис-

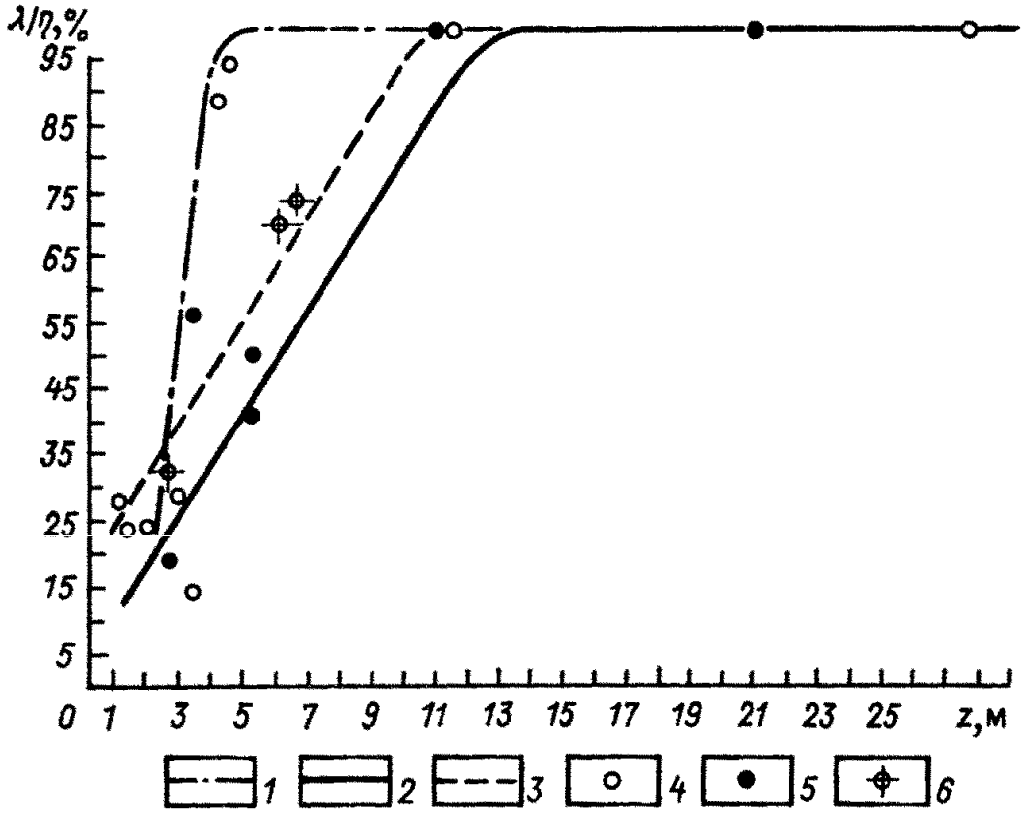


Рис. 22. График связи отношения питания грунтовых вод к инфильтрации осадков для среднего по водности года с мощностью зоны аэрации:

1 – для аллювиальных террас; *2* – для междуречий; *3* – для Хвалынской равнины; *4*–*6* – средние значения отношений λ/η для (*4* – аллювиальных террас в песках, *5* – междуречий – в суглинках, *6* – Хвалынской равнины – в суглинках и песках)

ляют для данного года i, для которого используются соответствующие годовые суммы осадков X_i, инфильтрации $(\Sigma w_1 \Delta\tau)_i$ и испарения $(\Sigma u \Delta\vartheta)_i$.

Однако, учитывая недостаточную изученность режима подземных вод в многолетнем разрезе на ряде обширных территорий поверхностных и подземных водосборов, можно прийти к выводу о целесообразности начинать картографирование со среднемноголетних балансов подземных вод, для которых величиной годового изменения уровня грунтовых вод можно пренебречь, т. е. считать величину $\Sigma\Delta H$ за год равной нулю. После картирования норм питания и стока вод следует вычислять вероятные отклонения от них.

Иллюстрацией региональных связей коэффициентов инфильтрации осадков с глубиной до воды, т. е. кривых $\eta_{w_1} = f(z)$, для юго-востока европейской части СССР может служить рис. 21. Этот график составлен по данным расчета элементов баланса режимных наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод в средней части Прикаспийской низменности, на Волго-Донском и Терско-Кумском междуречьях и Черных землях в Прикаспии.

Представляют интерес и графики связи отношения величины питания к величине инфильтрации осадков для среднего по

водности года с мощностью зоны аэрации (рис. 22). Указанное отношение записывается в виде

$$\nu = \frac{(\Sigma w \Delta t)_0}{(\Sigma w_1 \Delta \tau)_0} 100, \qquad (196)$$

где $(\Sigma w \Delta t)_0$ — годовая норма питания грунтовых вод сверху для расчетного участка; $(\Sigma w_1 \Delta \tau)_0$ — годовая норма инфильтрации осадков до грунтовых вод на том же участке.

Из этого графика следует, что при одних и тех же глубинах до воды (3—5 м) испарение имеет меньшее значение в формировании питания и стока в условиях песчаного разреза зоны аэрации и водоносных горизонтов, чем в условиях суглинистого строения (террасы рек Терека, Кумы и др.). Поэтому уже на глубине 4—5 м относительное питание грунтовых вод для песчаного разреза близко к 95—100% от величины инфильтрации. При пестром составе водоносных пород и зоны аэрации (суглинки, пески на Хвалынской равнине) этот коэффициент достигает той же относительной величины только при глубинах до воды 9—11 м.

Наконец, при суглинистом составе зоны аэрации и водоносных горизонтов (междуречья Волги, Дона и другие районы) испарение грунтовых вод полностью прекращается и относительные величины питания достигают 100% при глубинах до воды 12—13 м.

По данным многочисленных расчетов величин интенсивностей инфильтрации осадков w_1 *и испарения грунтовых вод* u, выполненных по режимным наблюдениям с помощью аналитического метода, *для части территории СССР произведена корреляция коэффициентов* $\eta_{w_1} = \frac{\Sigma w_1 \Delta \tau}{X} \cdot 100$, $\lambda_u = \frac{\Sigma u \Delta \vartheta}{\Sigma w_1 \Delta \tau} \cdot 100$ с мощностью зоны аэрации (рис. 23, 24) [5].

Для грунтовых вод центральных, северо-западных районов европейской части СССР, включая Прибалтийские республики, коэффициент корреляции величины $\lg \eta_{w_1}$ с глубиной до воды z составил $r = -0{,}78$ (при $n = 51$, где n — число пар коррелируемых величин), и для связи $\lg \lambda_u$ с z $r = -0{,}62$ (при $n = 37$). При расчетах указанных коэффициентов брались вычисленные в элементах потока годовые суммы инфильтрации осадков, испарения грунтовых вод и годовые суммы атмосферных осадков. При таком же анализе результатов балансовых расчетов по юго-востоку европейской территории СССР использовано 40 расчетных годовых балансов грунтовых вод в разных пунктах и за разные годы.

Коэффициент годовой суммы инфильтрации осадков для центральных и северо-западных районов европейской части СССР, включая Прибалтийские республики, связан с глубиной до воды z следующим образом:

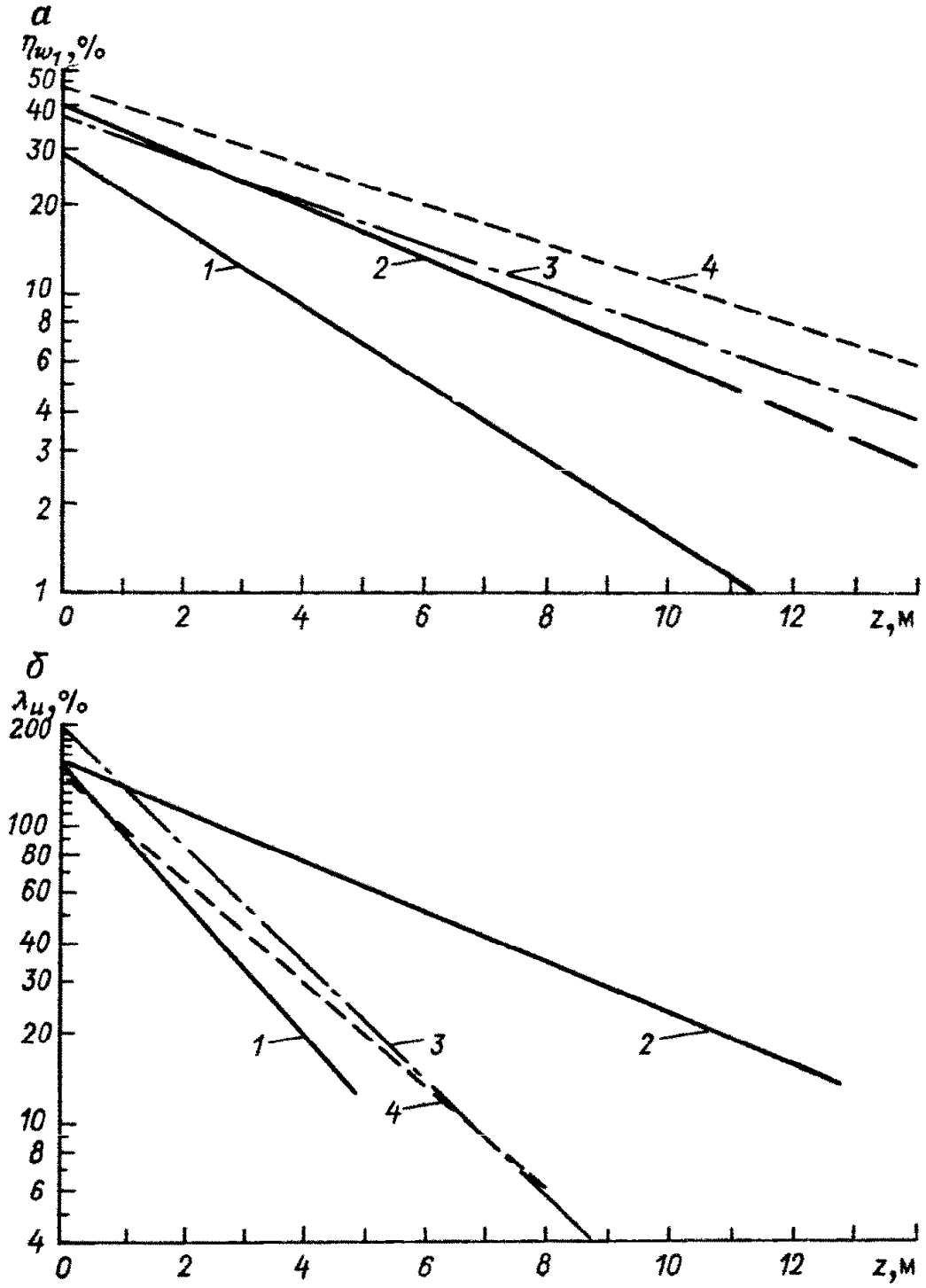


Рис. 23. Корреляция величин $\lg \eta_{w_1}$ (*а*) и $\lg \lambda_u$ (*б*) с глубиной до воды z для районов, расположенных на северо-западе европейской части СССР, включая Прибалтийские республики (*1*), на юго-востоке европейской части СССР (*2*), в Литовской (*3*) и Белорусской ССР (*4*)

$$\eta_{w_1} = \exp(3{,}380 - 0{,}294\, z \pm 0{,}476). \qquad (197)$$

Инфильтрационный коэффициент годового испарения грунтовых вод для тех же территорий

$$\lambda_u = \exp(5{,}02 - 0{,}522\, z \pm 0{,}506), \qquad (198)$$

где $\lambda_u = \dfrac{\Sigma u \Delta \vartheta}{\Sigma w_1 \Delta \tau} \cdot 100.$

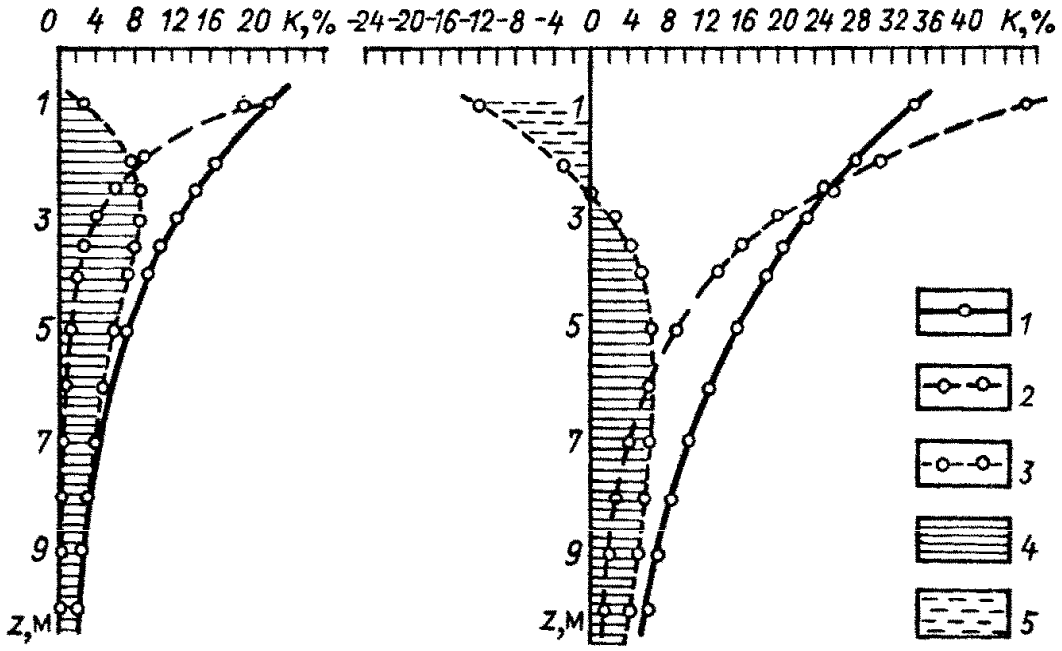


Рис. 24. Зависимость усредненных коэффициентов (K) элементов баланса грунтовых вод от мощности зоны аэрации для северо-запада, включая Прибалтийские республики (*а*) и юго-восток европейской части СССР (*б*):
1—3 — коэффициенты (*1* инфильтрации осадков η_{w_1}, *2* — испарения грунтовых вод K_u, *3* — питания грунтовых вод сверху или восполнения подземного стока $K_q = \eta_{w_1} - K_u$); *4 - 5* — эпюры подземного стока (*4* восполнения, *5* — расходования притока на испарение)

На основании указанных зависимостей средних величин исследуемых коэффициентов от глубины до воды (без учета поправок) *были построены графики* усредненных за многолетие коэффициентов годовых сумм инфильтрации осадков, испарения грунтовых вод совместно с оттоком влаги в зону аэрации, изменяющихся по глубине для северо-запада, запада и юго-востока европейской части СССР (рис. 24). Корреляционные зависимости балансовых коэффициентов от глубины до воды для других районов СССР даны в работе [5].

Коэффициент испарения грунтовых вод $K_u = \frac{\Sigma u \Delta \vartheta}{X}$, взятый по отношению к осадкам расчетного года:

$$K_u = \eta_{w_1} \lambda_u, \tag{199}$$

а коэффициент питания грунтовых вод сверху за тот же год составляет

$$K_{wt} = \frac{\Sigma w \Delta t}{X} = \frac{\Sigma w_1 \Delta \tau}{X} - \frac{\Sigma u \Delta \vartheta}{X} = \eta_{w_1} - K_u. \tag{200}$$

Полученные из уравнений типа (197), (198) и (200) коэффициенты (без поправок) $\eta_{w_1 ср}$, $\lambda_{u ср}$ и $K_{wt ср}$ для каждого района СССР, по существу, представляют собой нормы этих коэффициентов за многолетие по площади, используемые при картографировании элементов баланса грунтовых вод. Эти коэффициенты в дальнейшем будут обозначаться так: $\eta_{w_1 0} = K_{w_1 0}$; $\lambda_{u 0}$; $K_{wt 0}$.

Для нормы (среднемноголетнего значения во времени и для данного региона) относительной величины питания грунтовых вод сверху или величины пополнения подземного стока действительно соотношение

$$K_{wt0}=K_{q0}=\frac{\left(\Sigma\frac{Q_2-Q_1}{F}\Delta t\right)_0}{X_0}=\eta_{w_10}-K_{u0}, \qquad (201)$$

где индекс «0» обозначает норму.

Для определения среднемноголетнего расхода подземных вод в замыкающем сечении потока необходимо на карте распространения $K_{q0}=f(z)$ измерить площади полей ω_i с разными значениями коэффициента K_{q0i} и вычислить результаты по формуле

$$K_{q0}=\frac{\sum_1^n K_{q0,i}\omega_i}{\Omega}, \qquad (202)$$

где ω_i — площадь градации данной величины K_{q0i} на карте; $\sum_1^n \omega_i=\Omega$ — общая площадь водосбора; n — число градаций коэффициента внутри контура бассейна.

В работе [5] проанализированы *корреляционные связи величин питания грунтовых вод с речным стоком в бассейне р. Купавинки*, впадающей в р. Клязьму. Бассейн площадью 50 км^2 сложен флювиогляциальными песками мощностью до 30 м. Наблюдательные скважины были расположены в створах по потоку грунтовых вод с расстояниями между ними 0,8—1,5 км; средняя глубина до воды 3,1 м.

По значениям модулей речного стока (за период 13 лет) ($y=M_р$) и годовому изменению запасов грунтовых вод ($x=\mu\Delta H$) получено уравнение регрессии

$$y=0{,}324x+5{,}415\pm1{,}17. \qquad (203)$$

Коэффициент корреляции $r=0{,}75$, среднеквадратичная погрешность последнего $m_r=0{,}118$, число пар значений (x, y) в коррелируемых рядах $n=14$.

Нахождение региональных зависимостей режима грунтовых вод от стока рек позволяет сократить число наблюдательных пунктов (скважин) на подземные воды или оборудовать за счет них дополнительно на неизученных водосборах аналогичные пункты.

Менее тесная корреляция отмечалась между годовыми величинами питания грунтовых вод $\Sigma w\Delta t$ и речного стока $Y_р$. Коэффициент линейной корреляции для указанных величин и периода наблюдений составил $r=0{,}64$; средняя квадратическая погрешность последнего $m_r=\pm0{,}158$, уравнение регрессии

$$y = 0{,}0369x + 4{,}918 \pm 1{,}73, \qquad (204)$$

где $y = M_р$; $x = \Sigma w \Delta t$.

Для подготовки исходных данных к составлению обзорных карт элементов баланса грунтовых вод большое значение имеют исследования корреляции норм питания грунтовых вод с гидрометеорологическими факторами, а также оценка изменчивости элементов баланса грунтовых вод во времени и в пространстве [5].

Норма питания грунтовых вод сверху для любого участка суши определяется из уравнения типа (157) при $D_{1,0} = 0$, $D_{2,0} = 0$ в виде

$$(w\Delta t)_0 = X_0 - Z_0 - Y_{пов\,0}, \qquad (205)$$

где Z_0 — норма суммарного испарения с поверхности за вычетом конденсации водяных паров на поверхности и в зоне аэрации; $Y_{пов\,0}$ — норма поверхностного (склонового) стока с данной территории.

В среднем за многолетие изменения запасов поверхностных вод и влагозапасов в зоне аэрации принимаются равными нулю, так как в многолетнем ряду встречаются годы с положительными и отрицательными значениями величин D_1 и D_2 (индекс «0» означает норму данной величины).

Безразмерные коэффициенты

$$K_a = X_0/(X_0 - Z_0);\ K_р = Y_{р\,0}/X_0 \text{ и } K_Z = Z_0/X_0 \qquad (206)$$

связаны между собой следующим образом:

$$K_р = \frac{1}{K_a};\quad K_Z = \frac{K_a - 1}{K_a};\quad K_Z + K_р = 1, \qquad (207)$$

где K_a — коэффициент бессточности участка (района) суши; $K_р$ — коэффициент речного стока; K_Z — коэффициент суммарного испарения.

Так как исходные данные по элементам водного баланса X_0, Z_0, $Y_{пов\,0}$, и $Y_р$ взяты на основании экспериментальных определений, то получаемая из уравнения (205) величина нормы питания грунтовых вод сверху принимается также по экспериментальным данным. В соответствии с этим мы имеем право безразмерный коэффициент питания грунтовых вод

$$K_{wt\,0\,эксп} = \frac{X_0 - Z_0 - Y_{пов\,0}}{X_0} \qquad (208)$$

считать среднемноголетним показателем величины питания, который вычисляют по экспериментальным данным для крупного водосбора.

В работе [5] определены коэффициенты корреляции величин $K_{wt\,0\,эксп}$ и $\frac{X_0}{X_0 - Z_0}$ для средних рек бассейнов морей: Белого и Баренцева, Балтийского, Черного и Азовского, Каспийского и западной части Карского, а также р. Волги.

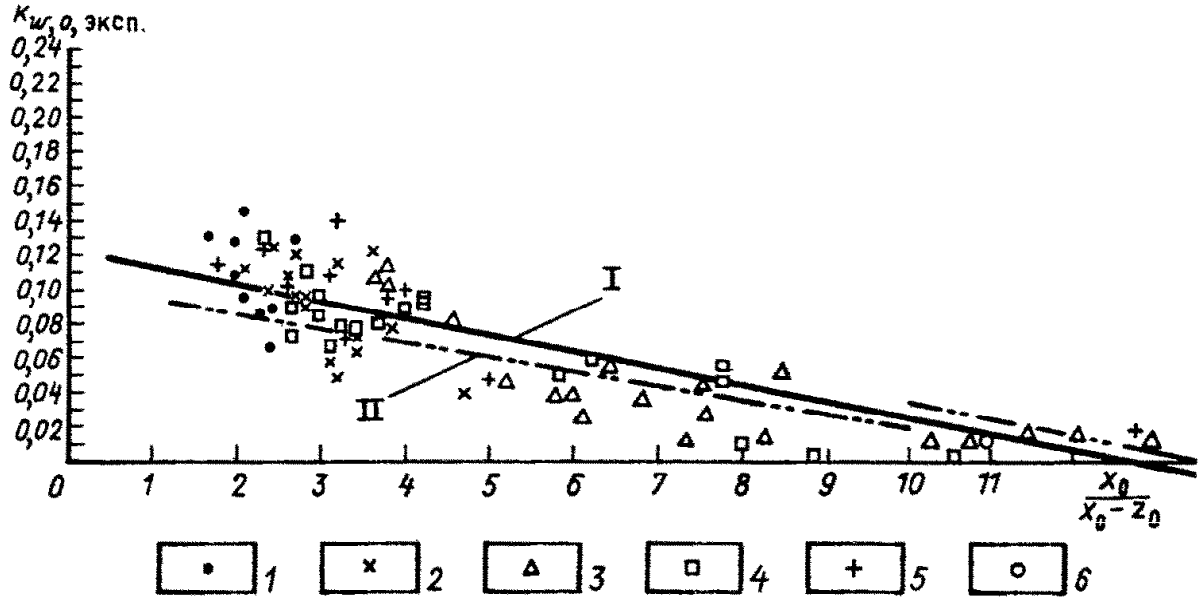


Рис. 25. Графики связи коэффициентов питания грунтовых вод с обратной величиной коэффициента речного стока по данным корреляции двух переменных величин (I) и по режимным данным гидродинамического анализа (II) с учетом поправок на осадки для речных бассейнов, находящихся в бассейнах морей:

1 — Белого и Баренцева; *2* — Балтийского; *3* — Черного и Азовского; *4* — Каспийского; *5* — Карского (западная часть); *6* — р. Волги

На рис. 25 показаны результаты расчета усредненного по площади и во времени коэффициента K_{wt0}, определенного аналитическим методом, исходя из данных режимных наблюдений за грунтовыми водами.

При числе пар $n=84$ значений $K_{wt0\text{эксп}}$ и $\frac{X_0}{X_0-Z_0}$ был получен коэффициент корреляции $r=-0{,}835$; средняя погрешность последнего $m_r=\pm 0{,}032$.

Уравнение регрессии имеет вид

$$K_{wt0\text{эксп}}=0{,}123-0{,}0097\frac{X_0}{X_0-Z_0}\pm 0{,}022. \qquad (209)$$

Сопоставление коррелируемого коэффициента $K_{wt0\text{эксп}}$ с расчетным значением K_{wt0}, полученным по режимным данным для крупных регионов (см. рис. 25), указывает на их близкое сходство. Это обстоятельство открывает возможность широко распространять по территории коэффициенты питания грунтовых вод, полученные по режимным данным.

Полученные зависимости величин $K_{wt0\text{эксп}}$ от $\frac{X_0}{X_0-Z_0}$ или $\frac{X_0-Z_0}{X_0}$ использованы для районирования части территории СССР и составления обзорных и схематических карт питания грунтовых вод сверху [5].

При региональной оценке изменчивости во времени и в пространстве элементов баланса грунтовых вод используется массовый материал по режимным наблюдениям, проводимым в разных природных условиях и в течение различных лет. Для решения вопроса об изменчивости величин этих элементов наиболее пригоден вариационно-статистический метод, в частности, метод построения кривых обеспеченности исследуемых величин. Этот метод применялся в центральных, северо-западных и юго-восточных районах европейской части СССР, включая Прибалтийские республики.

По данным наблюдений за изменением уровня грунтовых вод на сети скважин (по 51 участку — в центральных и северо-западных районах и по 40 участкам в юго-восточных районах) аналитическим методом определены величины $\lg \eta_{w_1}$ за отдельные годы.

Показатель точности исходных данных для этих регионов составил 4,1÷4,5%, коэффициент вариации 28,9—28,2%. Результат такого анализа изображен графически на рис. 26. На основании этих данных можно сделать следующие выводы.

1. Кривые обеспеченности величин $\lg \eta_{w_1}$ близки к прямым линиям, а величин η_{w_1} — к степенным функциям.

2. Так как верхний предел величины η_{w_1} — 100% от осадков, то пользоваться данным графиком целесообразно в пределах 5—95%-ной обеспеченности.

3 Максимальный размах колебаний коэффициента годовых величин инфильтрации, происходящих при совместном влиянии смены водности лет и глубин до воды на разных элементах рельефа и при других факторах, равен 12-кратному для центральных и северо-западных и 14-кратному для юго-восточных районов европейской части СССР. При этом минимальный для маловодного года предел этого коэффициента (4,6—5,5%) взят при обеспеченности 95% (повторяемость — один раз в 20 лет или один из 20 вариантов) и максимальный предел для многоводного года (55—76%) — при обеспеченности 5% (также один раз в 20 лет).

4. Максимальное отклонение коэффициента инфильтрации от среднего значения для центральных и северо-западных районов составляет 55—13,9=41,1%, а юго-восточных районов 75,9—17,8=58,1%. Максимальные значения величин η_{w_1} взяты при 5%-ной обеспеченности.

5. Средний многолетний коэффициент годовой инфильтрации осадков для центральных и северо-западных районов, составляющий 13,9%, отвечает средней глубине до воды 2,6 м, а для юго-восточных районов, равный 17,8%, соответствует средней глубине 4,4 м от поверхности и обеспечен примерно на 50%. Этот коэффициент под влиянием совместного воздействия

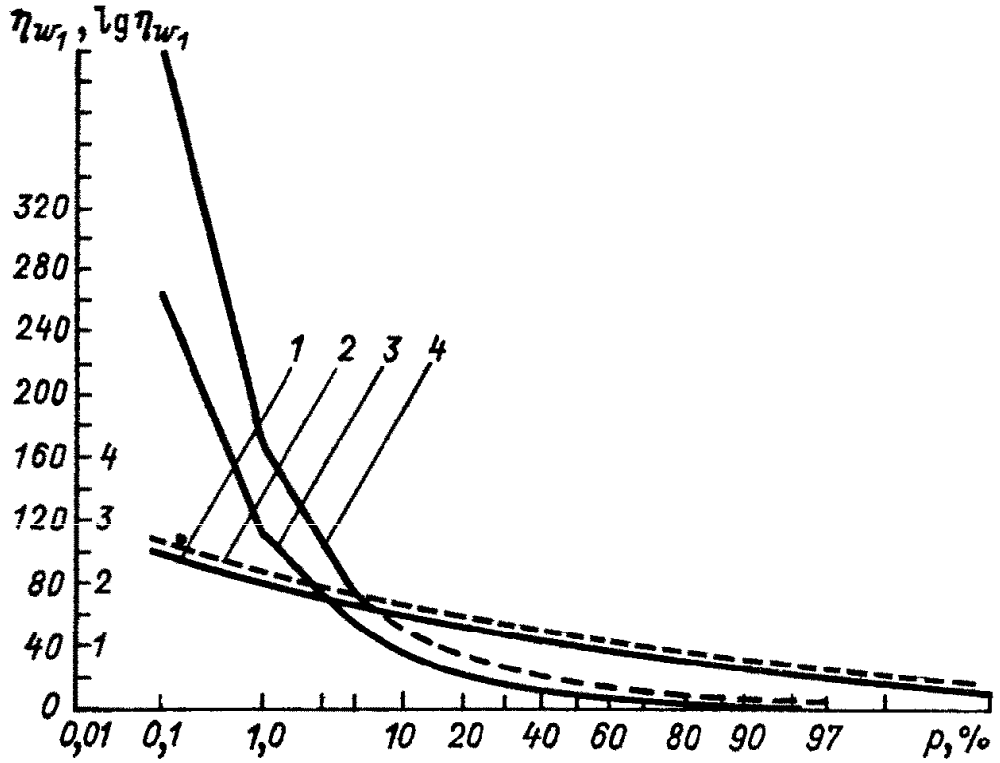


Рис. 26. Кривые обеспеченности $\lg \eta_{w_1}$ (*1—2*) и η_{w_1} (*3—4*) для различных районов европейской части СССР:

1 — северо-западного, включая Прибалтийские республики; *2* — юго-восточного; *3* — центрального и северо-западного, включая Прибалтийские республики; *4* — юго-восточного; *p* — обеспеченность

изменений водности лет и глубин до воды при обеспеченности в 5% увеличивается почти в 4 раза. При переходе от обеспеченности 50% (1 раз в 2 года) к обеспеченности в 95% (1 раз в 20 лет) средний годовой коэффициент инфильтрации уменьшается почти в 3 раза.

Если обратиться к эмпирическим уравнениям связи коэффициента инфильтрации с глубиной до воды [см. формулу (197)], то легко заметить, что средние расчетные отклонения этого коэффициента от среднего за весь ряд значения определяются средней ошибкой уравнения регрессии. Эти отклонения укладываются в пределы 20—90% от величины ординат рассмотренной кривой обеспеченности (см. рис. 26).

Таким образом, пользование средней погрешностью уравнения регрессии типа (197) позволяет учитывать диапазон изменений водности лет и одновременно изменчивость гидрогеологических условий инфильтрации осадков с поверхности для данного региона.

Приведенный выше график обеспеченности величин коэффициента инфильтрации осадков (см. рис. 26) может служит для внесения поправок к средней величине $\eta_{w_1 ср}$, получаемой из уравнения (197), для учета заданной обеспеченности.

Например, зная норму коэффициента инфильтрации осадков $\eta_{w_1 0}$ и модульный коэффициент искомой величины $K_s = f(p)$, где p — обеспеченность коэффициента инфильтрации (%), кото-

рый берут, зная p, из расчетной таблицы [5], находим значение коэффициента инфильтрации заданной обеспеченности по формуле

$$\eta_{w_1 p} = K_s \eta_{w_1,0}, \qquad (210)$$

где $\eta_{w_1 p}$ — коэффициент годовой инфильтрации осадков заданной обеспеченности p, %; K_s — модульный коэффициент той же обеспеченности p; $\eta_{w_1 0}$ — норма коэффициента годовой инфильтрации осадков.

При составлении обзорных карт элементов баланса грунтовых вод используют указанные выше безразмерные коэффициенты K_{w_1}, K_u, ν и др., а также районирование территории по величине атмосферных осадков и глубинам до воды.

Для крупных территорий, включающих в себя несколько бассейнов средних рек и разные ландшафты, строят карты величины $K_a = \frac{X_0}{X_0 - Z_0}$. С этой целью используют карты норм атмосферных осадков X_0 и суммарного испарения Z_0, а для гумидных регионов — речного стока I_{p0}. Масштаб таких карт тот же, что и для составляемых карт норм питания грунтовых вод $(\Sigma w \Delta t)_0$.

В процессе составления таких карт совмещаются карты осадков и суммарного испарения. В точках пересечения изолиний норм осадков и суммарного испарения вычисляют значения коэффициента K_a. На основании таких построений и расчетов выделяются районы с теми или иными градациями величины $K_a = \frac{X_0}{X_0 - Z_0}$.

Далее, пользуясь графиком связи $K_{wt0} = f\left(\frac{X_0}{X_0 - Z_0}\right)$ (см. рис. 25), для каждого выделенного по величине коэффициента K_a гидрометеорологического района с указанного графика снимают соответствующее значение K_{wt0}. Таким образом, получают карту среднемноголетних относительных величин питания грунтовых вод сверху.

Наконец, для построения карты норм питания грунтовых вод $(\Sigma w \Delta t)_0$ необходимо в каждом районе на предыдущей карте определить диапазон (пределы градаций) норм атмосферных осадков и вычислить нормы питания грунтовых вод по формуле

$$(\Sigma w \Delta t)_0 = K_{w \Delta t 0} X_0, \qquad (211)$$

где $K_{w\Delta t}$ — коэффициент питания грунтовых вод, снимаемый с графика (см. рис. 25); X_0 — норма осадков в данном районе.

Для территорий с отсутствием рек коэффициент $K_{w\Delta t0}$ показывает, какая часть выпадающих осадков достигает уровня грунтовых вод путем инфильтрации с поверхности при условии,

что $X_0 > Z_0$. В условиях превышения суммарного испарения над осадками $Z_0 > X_0$ этот коэффициент выражает долю участия грунтовых вод в общем расходе влаги из зоны аэрации на испарение с поверхности.

Вместо формулы (211) для расчета нормы питания грунтовых вод сверху можно воспользоваться формулой

$$(\Sigma w \Delta t)_0 = K'_{w\Delta t0} I_{p0}, \tag{212}$$

где $K'_{w\Delta t0} = \frac{(\Sigma w \Delta t)_0}{X_0 - Z_0}$ — усредненный за многолетие коэффициент питания грунтовых вод, взятый по отношению к норме речного стока; I_{p0} — норма речного стока или разности $X_0 - Z_0$.

Вычисление значений величины $K'_{w\Delta t0}$ производится по формуле

$$K'_{w\Delta t0} = K_{w\Delta t0} \frac{X_0}{X_0 - Z_0} = \frac{(\Sigma w \Delta t)_0}{X_0 - Z_0}. \tag{213}$$

При расчете коэффициента нормы питания грунтовых вод сверху поступаем следующим образом.

При наличии ранее определенной связи инфильтрации осадков, а также испарения грунтовых вод со среднегодовой глубиной до воды выбирают соответствующую эмпирическую формулу для величин $\eta_{w_1 0} = \frac{(\Sigma w_1 \Delta t)_0}{X_0}$ и $K_{u0} = \frac{(\Sigma u \Delta \vartheta)_0}{X_0}$, подобную уравнениям (197) и (198), далее по разности их находят среднемноголетний коэффициент питания грунтовых вод сверху

$$K_{w\Delta t0} = \eta_{w_1 0} - K_{u0} = \frac{(\Sigma w \Delta t)_0}{X_0}. \tag{214}$$

Эта формула аналогична формуле (200), но выражена для норм ее слагаемых.

Для каждого гидрометеорологического района (с определенной величиной или градацией коэффициента $K_{a0} = \frac{X_0}{X_0 - Z_0}$ и крайних значений величины $K_{w\Delta t0}$ рассчитываем искомый коэффициент по формуле (213).

В целях установления региональных закономерностей формирования баланса подземных вод в пределах крупных природных зон, оценки водного баланса и подземного стока систем артезианских бассейнов и решения задач по прогнозу изменений водных ресурсов в региональном плане весьма важны *схематические карты регионального баланса подземных вод* [5], составляемые в масштабе 1 : 1 000 000 и мельче. Методика составления таких карт, иллюстрированная примерами, в качестве образца дана в работе [5].

Для построения схематических карт питания в качестве исходных используют карты районирования территории в масштабе 1 : 1 000 000 и мельче (гидрогеологических структур, геоморфологии, распределения осадков, испарения, речного стока, подземного питания рек), а также систематизированные по районам и регионам многолетние данные о режиме, балансе грунтовых вод в виде абсолютных величин и относительных (безразмерных) коэффициентов питания грунтовых вод, отнесенных к осадкам $K_{w\Delta t0}$ и речному стоку $K'_{w\Delta t0}$. Подобно составлению обзорных карт баланса, производится гидрометеорологическое районирование по величине $\frac{X_0}{X_0-Z_0}$ и речному стоку.

Для каждой зоны или региона определяют коэффициент $K_{w\Delta t0}=\frac{(\sum w\Delta t)_0}{X_0}$ исходя из графика связи этого коэффициента с величиной $\frac{X_0}{X_0-Z_0}$ (см. рис. 25). Затем вычисляют аналогичный коэффициент по отношению к речному стоку или разности (X_0-Z_0) по формуле (213) и выбирают характерное (часто встречающееся) значение последнего коэффициента для каждой зоны.

Величину нормы питания грунтовых вод в пределах зоны региона вычисляют по формуле (212).

Кроме схем регионального районирования территории по коэффициентам $K_{a0}=\frac{X_0}{X_0-Z_0}$, $K'_{w\Delta t0}=\frac{(\Sigma w\Delta t)_0}{X_0-Z_0}$ и значению $\frac{X_0-Z_0}{X_0}$, составляют схемы распределения зональных годовых норм питания (в мм/год) грунтовых вод сверху, а также среднемноголетнего площадного питания глубинного стока подземных вод или перетекания грунтовых вод по вертикали. Последнее рассчитывается предварительно для каждой гидрометеорологической зоны или области по формуле (184). Указанные схемы для части территории СССР даны в работе [5].

Глава 4

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИЙ ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Районирование территорий по условиям формирования баланса грунтовых вод производится для выделения типов этого баланса и определения: 1) степени неоднородности тер-

ритории в отношении геологического строения, геоморфологии, рельефа, литологического состава водоносных и слабопроницаемых пород и грунтов зоны аэрации, распределения глубин до воды, разных типов подземных вод и их связей с поверхностными и глубокими подземными водами; 2) особенностей режима грунтовых, межпластовых и напорных вод в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях; 3) состава и характера естественных (природных) и искусственных (техногенных) факторов режима вод; 4) вероятных областей питания, транзита, разгрузки подземных вод и соотношения элементов баланса; 5) источников пополнения запасов грунтовых и межпластовых вод как в естественных, так и в нарушенных условиях; 6) естественного и нарушенного стоков подземных вод в реки, озера и каналы и искусственные дрены, включая водоотбор для водоснабжения и орошения; 7) возможного расхода грунтовых и межпластовых вод на суммарное испарение и транспирацию растениями, включая водопотребление сельскохозяйственными культурами, и т. п.

В зависимости от масштаба районирования и его конкретного назначения, а также степени изученности данной территории составляют комплексную карту водно-балансовых районов или ряд специальных карт распределения по площади ведущих факторов и карт гидрометеорологических условий.

Ведущее место при районировании принадлежит типизации баланса подземных вод и установлению принципиальных схем (моделей) формирования этих вод, которые определяют выбор расчетных методов анализа режима подземных вод на разных стадиях его изучения.

Рассмотрим вкратце возможные типы баланса грунтовых вод, которые устанавливаются в результате гидродинамического анализа режима этих вод. Такой анализ режима обычно предшествует составлению рассматриваемой классификации и картографированию типов баланса для данной территории или заимствуется с уже изученных в достаточной степени аналогичных районов (по литературным данным). При этом широко используются генетические связи между типами баланса и режимом грунтовых вод, а также устойчивые связи обоих этих типов с геоморфологией, рельефом, литологией пород, глубинами до воды и гидрометеорологическими факторами, знание которых необходимо до выделения конкретных типов баланса грунтовых вод.

Несомненно, что после выделения типов баланса в начальной стадии (в течение первых двух-трех лет) наблюдений в последующем предстоит их уточнение на основе результатов балансовых расчетов элементов баланса по более совершенным схемам.

ТИПЫ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Типизация расчетных схем (моделей), необходимая для выбора методов гидродинамического анализа режима подземных вод на ключевых (расчетных) участках, рассмотрена в работах [4] и [5] применительно к различным гидродинамическим типам режима грунтовых вод, выделенным впервые Г. Н. Каменским.

Подтипы таких схем согласуются с характером граничных условий и длиной потока для неустановившейся фильтрации воды в водоносных пластах пород. Каждому подтипу отвечают определенные расчетные зависимости, вытекающие из решения дифференциального уравнения неустановившегося движения.

В качестве регионального обоснования выделяемых типов баланса может служить корреляция результатов многочисленных расчетов элементов баланса грунтовых вод с мощностью зоны аэрации z, выполненная для европейской и азиатской частей территории СССР [5]. Для характеристики среднемноголетних коэффициентов (по отношению к норме осадков) инфильтрации, испарения грунтовых вод, питания этих вод сверху или пополнения подземного стока, зависящих от глубины до воды, в различных регионах СССР может служить график, приведенный на рис. 26.

На основании обобщения расчетных данных были получены региональные корреляционные связи коэффициента годовой суммы инфильтрации осадков $K_{w_1}=\frac{\Sigma w_1 \Delta\tau}{X}$ и коэффициента годовой суммы испарения грунтовых вод $K_u=\frac{\Sigma u \Delta\vartheta}{X}$, с одной стороны и среднегодовых глубин до воды z, с другой.

На основании анализа кривых обеспеченности, приведенных на рис. 26, можно сделать следующие выводы.

1. В центральных и северо-западных районах европейской части СССР, включая Прибалтийские республики (первый регион), при глубинах до грунтовой воды $0<Z<0{,}7$ м в среднем за многолетие годовое испарение с уровня грунтовых вод превышает сумму инфильтрации осадков за год. Поэтому питание этих вод в среднем за год (норма) отрицательное. Вода, поступающая с подземным стоком, расходуется на испарение. Соответствующий тип баланса грунтовых вод можно назвать испарительно-инфильтрационным. В нем преобладает вертикальный водообмен над горизонтальным. При частом напорном подпитывании водой избыточно увлажненных земель снизу испарение может компенсироваться подтоком напорных вод из глубоких водоносных толщ пород. Обычно такие условия типичны для избыточно увлажненных земель на поймах рек, озер и около болот.

2. На юго-востоке европейской части СССР (второй регион) аналогичный тип баланса грунтовых вод свойствен местам с глубиной до воды $0<z<2{,}5$ м. Здесь на значительно больших глубинах еще сохраняется отрицательное питание грунтовых вод для среднего по водности года (норма). Поэтому естественного стока грунтовых вод при этих глубинах также не образуется. Он начинает формироваться при достижении инфильтрующейся водой глубин более 2,5 м.

3. При глубинах до грунтовых вод в среднем 2,75 м в первом регионе и 5,6 м во втором величина питания достигает соответствующего максимума, оставаясь в пределах глубин $0{,}7<z<2{,}75$ м в первом и $2{,}5<z<5{,}6$ м во втором регионах положительной и непрерывно возрастающей. На этих глубинах особенно интенсивно формируется горизонтальный подземный сток, о чем говорят максимальные колебания уровней грунтовых вод во времени.

Соответствующий тип баланса грунтовых вод может быть назван инфильтрационно-испарительно-стоковым. Таким образом, полагаем, что помимо вертикального водообмена здесь зарождается и ярко выражен горизонтальный сток в водоносной толще пород.

4. При глубинах до грунтовой воды более 2,75 м в первом регионе и более 5,6 м во втором питание грунтовых вод с глубиной уменьшается благодаря аккумуляции инфильтрующейся воды в зоне аэрации, но весьма незначительно. Здесь вероятен как вертикальный, так и горизонтальный водообмен в пределах водоносных толщ пород.

Если в центральных и северо-западных районах СССР, включая Прибалтийские республики, расход грунтовых вод на испарение в среднем за многолетие снижается до нуля (или примерно до 1% от осадков за год) на глубине 5—6 м, то на юго-востоке европейской части СССР это испарение еще сохраняется при глубинах до воды около 10 м. В этом проявляется различие климата и общей географической обстановки (зональности) этих регионов. До указанных максимальных глубин распространения испарения формируется инфильтрационно-стоковый тип баланса.

5. При больших глубинах до грунтовых вод, на которых испарение с зеркала этих вод отсутствует (т. е. при $z>5—6$ м в первом регионе и при $z>10$ во втором регионе) испарение это исключается из баланса. Баланс грунтовых вод становится типично стоковым при различном соотношении горизонтального и вертикального водообменов.

6. Если в предыдущем типе баланса грунтовых вод ежегодно отчетливо проявляется накопление или убыль запасов этих вод при разном соотношении притока Q_1 и оттока Q_2 вод в течение года, то при глубинах до воды более 10—15 м почти во всех

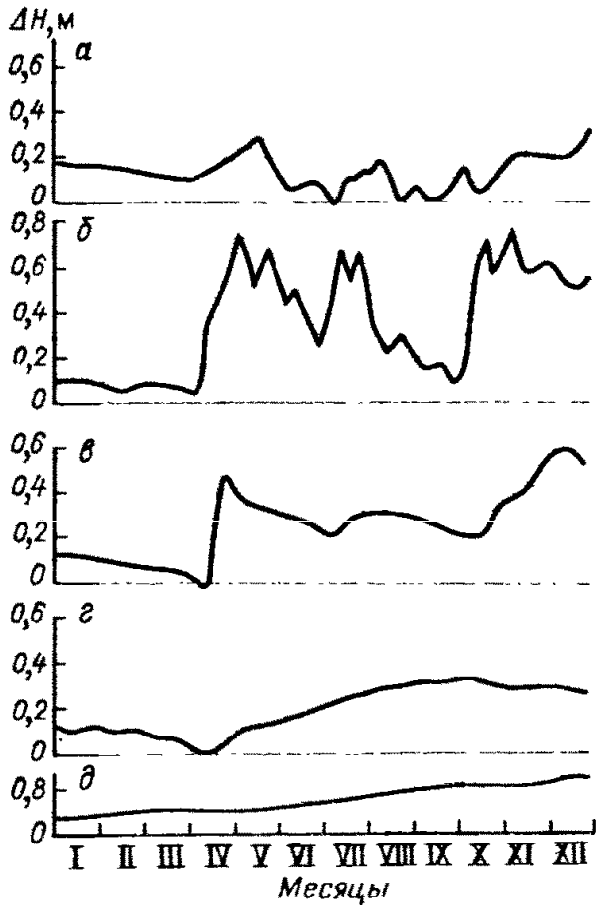


Рис. 27. Графики колебания уровня грунтовых вод для равнин европейской части СССР в зонах избыточного и неустойчивого увлажнения для различных типов баланса:

а испарительно-инфильтрационный (0 - 0.7); *б* - инфильтрационно-испарительно-стоковый (0,7 - 2,75); *в* — инфильтрационно-стоковый (2,75 - 5); *г* - типично-стоковый (5 — 15); *д* - многолетнего регулирования стока (более 15).
В скобках приведены среднемноголетние глубины до воды, м

регионах часто возможна небольшая разность между Q_1 и Q_2, которая сохраняется с тем или иным знаком в течение ряда лет (обычно трех-четырех и более). Этот тип баланса называют балансом многолетнего регулирования подземного стока. В двух последних типах баланса, несомненно, наблюдаются небольшая инфильтрация осадков $w_1 \Delta\tau$ и разность между боковыми притоком и оттоком $\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t$ вод в горизонтальном направлении, не исключен также и переток воды вниз ε. Вместе с этим для последнего типа характерно сглаживание региональных искусственных нарушений подземного стока.

На рис. 27 для сравнения приведены фрагменты характерных графиков колебания уровня грунтовых вод в естественных условиях на Восточно-Европейской равнине (по режимным данным).

Испарительно-инфильтрационный тип баланса распространен преимущественно в поймах рек, озер и на заболоченных низинах с весьма малыми глубинами до воды (менее 1 м). Режим грунтовых вод выражен небольшими месячными колебаниями уровня (порядка 0,1 — 0,7 м). В периоды инфильтрации осадков уровни быстро повышаются; при сухой погоде или при замерзании почв они понижаются на небольшую величину.

Из-за слабой дренированности местности, низкой проницаемости болотных, пойменных или озерных отложений горизонтальный сток практически отсутствует, уступает место вертикальному перетоку вниз или подтоку глубоких грунтовых и межпластовых, часто напорных вод. Подток этих вод расходуется на пополнение неглубоких грунтовых вод, которые расходуются преимущественно на суммарное испарение. Для протекания этих процессов должна быть разность напоров воды по вертикали.

Инфильтрационно-испарительно-стоковый тип баланса грунтовых вод распространен в долинах равнинных рек в пределах надпойменных террас, где глубины до воды составляют 1—3 м. Он может встречаться также на плоских слабо дренированных частях междуречий с избыточным увлажнением земель. Режим уровня грунтовых вод характеризуется резкими сезонными и месячными колебаниями, значительно превышающими изменения уровня для первого типа. Наиболее интенсивные подъемы уровня вызываются инфильтрацией осадков, весенних талых вод снегового покрова и достигают 1 м и более. При летнем испарении возникает устойчивый тренд понижения уровня, продолжающийся до осени, осложненный наложением кратковременных пиков и спадов, отражающих текущую погоду.

В балансе вод заметную роль кроме инфильтрации и испарения играет переменная по величине и знаку разность между горизонтальными притоком и оттоком вод, а также, вероятно, и перетекание грунтовых вод по вертикали. В роли естественных дрен выступают реки, их притоки, овражно-балочная сеть и другие понижения местности.

Инфильтрационно-стоковый тип баланса грунтовых вод распространен на высоких древнеаллювиальных террасах в долинах рек и водораздельных плато с глубиной до воды от 3 до 5 м. Режим уровня грунтовых вод типично водораздельный, так как непосредственно определяется метеорологическими условиями (выпадением осадков, испарением) и в меньшей степени — режимом вод поверхностного стока.

Для центральных и северо-западных районов европейской части СССР, включая Прибалтийские республики, в течение первых месяцев года (до начала весны) происходит снижение уровня грунтовых вод (см. рис. 27). Причина этого подземный сток грунтовых вод в отсутствие питания последних с поверхности.

Весенний подъем уровня вызывается инфильтрацией талых вод. За ним следует летний спад уровня под влиянием испарения и подземного стока. Осенью часто возникают подъемы уровня, вызванные инфильтрацией осенних осадков. Перетекание грунтовых вод вниз происходит наиболее интен-

сивно на водораздельных территориях, сложенных рыхлыми четвертичными водно-ледниковыми, элювиально-делювиальными и другими отложениями.

Стоковый тип баланса грунтовых вод распространен на высоких плато с глубиной до воды от 5—6 до 10—15 м. Режим уровня грунтовых вод характерен сглаженным графиком плавных изменений глубин до воды, отражающим весенний минимум (перед началом весеннего питания сверху) и осенний максимум в дождливое время (осень). В этом проявляется сезонное регулирование запасов грунтовых вод за счет инфильтрации осадков через зону аэрации мощностью 6—15 м в начале года и в результате замедленного стока летом при отсутствии влияния на испарения с поверхности.

Тип баланса, приводящий к многолетнему регулированию подземного стока, приурочен к наиболее возвышенным частям водораздельного плато, сложенного достаточно приницаемыми породами, через которые возможна инфильтрация осадков. Зона аэрации мощностью более 10—15 м выступает в роли аккумулятора просачивающихся осадков во влажные годы и в виде источника постоянного пополнения подземного стока в засушливые годы, следующие после влажных лет.

Для этого типа баланса грунтовых вод амплитуда колебания уровня минимальна (несколько дециметров и сантиметров в год). Кривая колебания уровня плавная; экстремальные значения уровня отстают во времени от многоводных (по осадкам) лет на 1—3 года и более.

Аналогичную картину условий формирования баланса грунтовых вод можно наблюдать на юго-востоке европейской территории СССР (табл. 4). На рис. 28 приведены типовые схемы условий (модели) формирования баланса грунтовых вод на указанной территории за год.

Превышение инфильтрации осадков над расходованием грунтовых вод на испарение и вертикальный ток влаги в зону аэрации за год отмечаются в четырех типах из девяти. Из них в трех типах формировался местный подземный сток или происходило пополнение этого стока с модулем от 0,2 до 0,68 л/(с · км^2)(норма стока).

При благоприятных для захоронения осадков условиях в эоловых песчаных отложениях, несмотря на превышение годового испарения над инфильтрацией, разность между притоком и оттоком грунтовых вод на расчетном участке (см. табл. 4) составила −12,8 мм/год (модуль 0,41 л/(с · км^2). Такие условия были при глубине до воды 2,2—6,8 м от дневной поверхности (см. рис. 28).

Также примечательно формирование подземного стока при испарительно-стоковом балансе грунтовых вод на территории

Таблица 4

Типы формирования баланса грунтовых вод на отдельных участках Сало-Ергенинского плато, Прикаспийской низменности и Терско-Кумского междуречья, по А. В. Лебедеву (1980)

Тип формирования баланса грунтовых вод (см. рис. 30)	Рельеф, литология зоны аэрации	Глубина до воды z, м	Элементы баланса за год, мм				Изменение за год		Модуль пополнения подземного стока, л/(с · км^2)	
			$w_1\Delta\tau$	$u\Delta\vartheta$	$w\Delta t$	$\frac{Q_1-Q_2}{F}\Delta t$	$\mu\Delta H$, мм	ΔH, м	местного M	среднемноголетнего $M_{ср}$
Инфильтрационно-стоковый	Склон без лесополос, суглинки	3,6 — 18,5	26,4	—	26,4	—5,4	21	0,3	0,17	0,2
Инфильтрационно-стоковый склоновый	Бугристые пески, на пути склонового стока	4,6 — 6	153	—	153	—27,9	125,4	0,84	0,89	0,68
Инфильтрационно-подпорный	Склон с лесополосой, суглинки	23,7 — 31,8	25,7	—	25,7	10,2	35,9	0,51	—0,32	—
Инфильтрационно-испарительно-стоковый	Лог балки Б. Бургуста, суглинки	1,54	239	180,5	58,5	—13	45,5	0,56	0,41	0,35
Инфильтрационно-испарительно-подпорный	Песчаный участок надпоймы р. Кумы, пески	2,7 · 3,7	55	53,5	1,5	15,1	16,6	0,1	—0,48	—
Испарительно-инфильтрационно-стоковый	Волнистый склон к котловине дефляции, пески	2,2 — 6,8	49,8	77,5	—27,7	—12,8	—40,5	—0,27	0,41	0,42
Испарительно-инфильтрационно-подпорный	Котловина дефляции, пески	4,6 — 6,8	42,6	92,5	—49,9	120,2	70,3	0,47	—3,82	—
Испарительно-стоковый	Волнистые пески Прикаспия	7,3 — 8,1	—	24,7	—24,7	—12,8	—37,5	—0,24	0,41	0,42
Испарительно-подпорный	Волнистая супесчаная равнина, пески	7,3 — 7,7	—	38,4	—38,4	1	—37,4	—0,24	—0,03	—

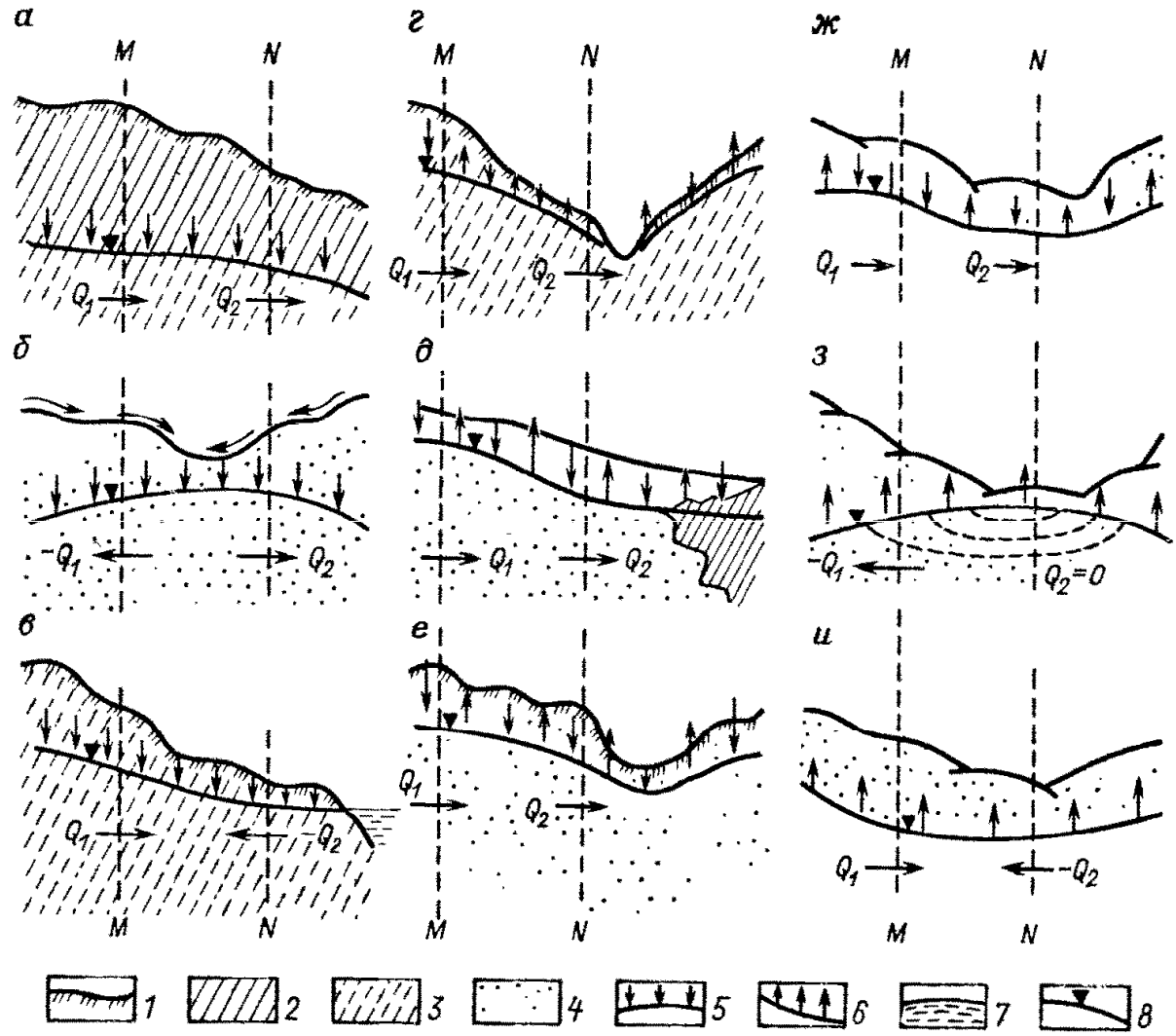


Рис. 28. Типовые схемы условий формирования типов баланса грунтовых вод на юго-востоке европейской части СССР:

а инфильтрационно-стокового; *б* инфильтрационно-стокового склонового; *в* - инфильтрационно-подпорного; *г* инфильтрационно-испарительно-стокового; *д* инфильтрационно-испарительно-подпорного, *е* испарительно-инфильтрационно-стокового; *ж* испарительно-инфильтрационно-подпорного; *з* — испарительно-стокового; *и* испарительно-подпорного; *1* почвенно-растительный слой, *2* — суглинок; *3* супесь; *4* песок; *5* — интенсивность питания грунтовых вод сверху; *6* интенсивность испарения грунтовых вод; *7* - линза пресных вод, плавающая на соленых; *8* - уровень грунтовых вод; *M* и *N* — сечения границы расчетного элемента

волнистых песков в Прикаспии при глубинах до воды 7,3—8,1 м (см. рис. 28), где модуль местного пополнения подземного стока составил 0,41 л/(с · км^2). Этот сток формировался за счет сработки предшествующих запасов грунтовых вод, что указывает на значительную дренирующую роль котловин выдувания в песчаных массивах Хвалынской равнины. Здесь формируется линза пресных грунтовых вод. Такая схема баланса характеризуется многолетним регулированием объема подземного стока. В целом данный тип баланса в указанном регионе встречается довольно редко.

Приведенные примеры типов баланса грунтовых вод в значительной степени характеризуют соотношение элементов баланса грунтовых вод между собой в различных гидрогеологических условиях, выявляют источники образования подземного

стока и этим способствуют оценке динамических ресурсов пресных вод, используемых для водоснабжения.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Выделение типов режима подземных вод помогает установить основные закономерности режима уровней, дебита и качественного состава (температура и химизм) этих вод в условиях воздействия определенных природных и техногенных факторов. При этом считается, что режим грунтовых вод отображает определенный порядок изменения количества и качества этих вод в конкретной природной и водохозяйственной обстановке, что является внешним проявлением процесса формирования подземных вод.

Баланс грунтовых вод — количественное выражение всех процессов накопления и расходования генетически различных, но взаимосвязанных водных масс, приводящих к формированию определенного типа грунтовых вод и взаимоотношению этих масс между собой.

Модель, по И. К. Гавич, представляет собой схему исследуемого объекта и позволяет изучить его свойства, структуру, внутренние и внешние связи и предсказать их изменение под влиянием заданных воздействий.

Если в качестве исследуемых объектов принять элементарные ключевые (расчетные) участки — элементы потока в том или ином гидрогеологическом районе, то моделями второго порядка можно считать типичные расчетные гидрогеологические схемы (рис. 29; табл. 5).

При исследовании формирования регионального баланса подземных вод в крупном регионе в качестве моделей первого порядка целесообразно принять типовые гидрогеологические схемы условий формирования баланса подземных вод, составленные по основным направлениям движения региональных потоков подземных вод (рис. 30; табл. 6). В качестве конкретных объектов исследований будут балансы подземных вод в бассейнах средних рек в тесной увязке с общим водным балансом бассейнов средних и малых рек.

Характеристика выделяемых моделей второго порядка (см. табл. 5), по существу, была представлена выше (см. гл. 2), а моделей первого порядка (см. табл. 6) сводится к следующему.

1. Платформенный тип условий характеризуется горизонтальностью напластований горных пород и, как правило, отсутствием тектонических нарушений. Подземные воды приурочены к спокойно залегающим пластам водопроницаемых пород, чаще всего имеют четко выдержанные водоупоры, питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек, конденсации водяных паров на месте своего

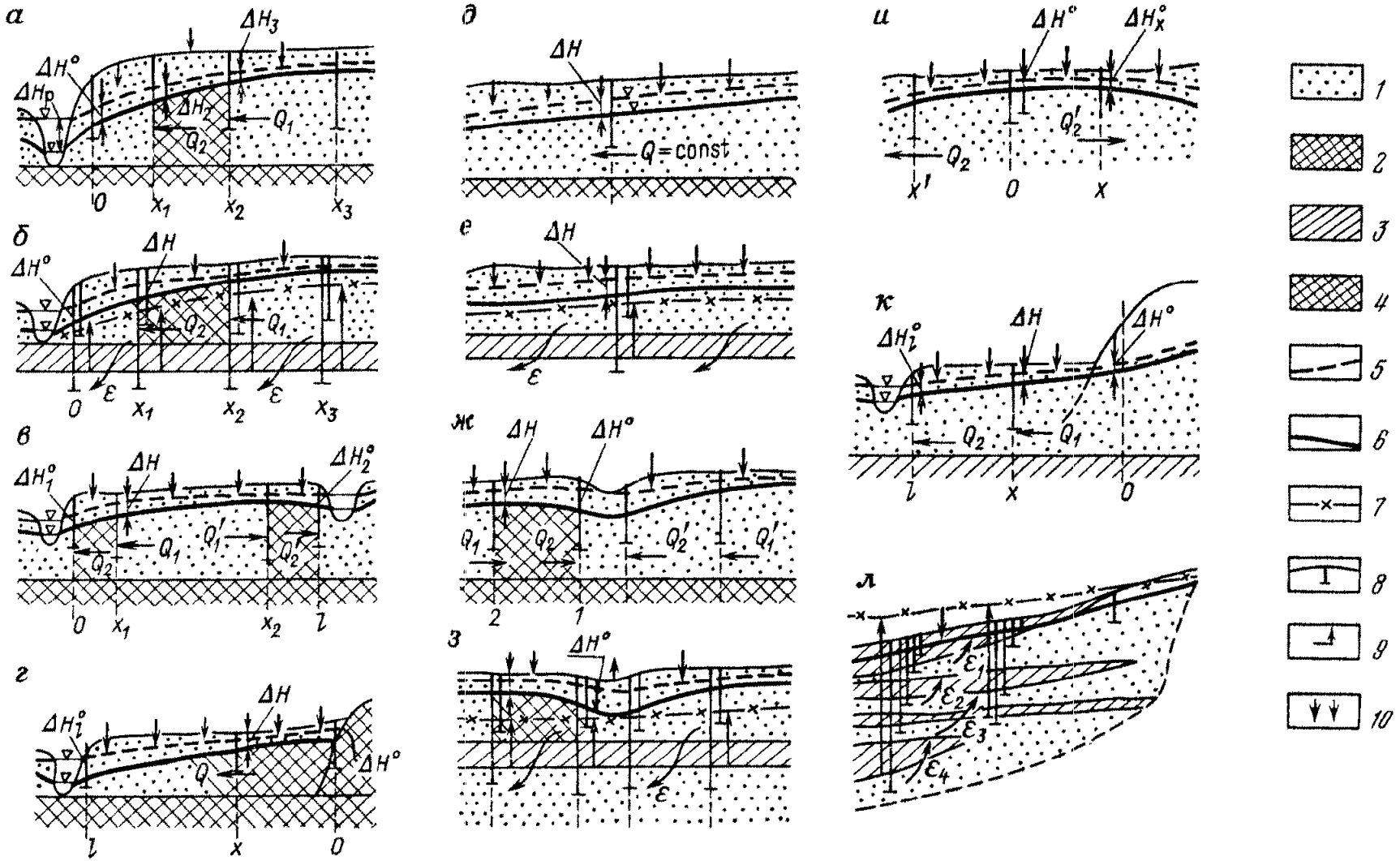


Рис. 29. Типовые расчетные схемы для ключевых участков — элементов потока (см. табл. 5):

1 — водопроницаемая порода; *2* — водоупорное ложе; *3* — слабопроницаемая порода разделяющего слоя; *4* — расчетный элемент потока; *5* — *6* — уровни грунтовых вод (*5* — на конец расчетного промежутка времени, *6* — в начальный момент); *7* — пьезометрическая поверхность напорных вод; *8* — скважина для режимных наблюдений; *9* — напор воды над кровлей водоносного пласта; *10* — интенсивность питания грунтовых вод сверху

Таблица 5

Типизация расчетных схем (моделей) для гидродинамического анализа режима подземных вод на ключевых участках (элементах потока)

Тип расчетной схемы	Подтип расчетной схемы	Факторы режима и элементы водного баланса
I. Прибрежный	Полуограниченный поток без перетекания грунтовых вод по вертикали (см. рис. 29, *а*)	Гидрологические, климатические и гидрогеологические: X, Z, $I_р$, Q_1, Q_2, $w_1\Delta\tau$, $u\Delta\vartheta$
	То же, с перетеканием грунтовых вод по вертикали (см. рис. 29, *б*)	То же и $\varepsilon\Delta t$
	Ограниченный (короткий) поток без перетекания по вертикали:	
	междуречный поток (см. рис. 29, *в*)	То же, и режим второй реки без перетекания вниз или вверх
	пласт-полоса — симметричный поток или поток с непроницаемой границей (см. рис. 29, *г*)	То же, и отсутствие притока грунтовых вод на второй границе ($x=0$)
II. Водораздельный	Неограниченный поток без перетекания грунтовых вод по вертикали (см. рис. 29, *д*)	Климатические и гидрогеологические: X, Z, $w_1\Delta\tau$, $u\Delta\vartheta$
	То же, с перетеканием по вертикали (см. рис. 29, *е*)	То же, и $\varepsilon\Delta t$
	Полуограниченный на локальном участке без перетекания по вертикали (см. рис. 29, *ж*)	То же, а также Q_0, Q_2, $\varepsilon=0$
	То же, с перетеканием по вертикали (см. рис. 29, *з*)	То же, и $\varepsilon\Delta t$
	Ограниченный водоразделом и данным сечением без перетекания по вертикали (симметричный поток) (см. рис. 29, *и*)	Климатические и гидрогеологические: X, Z, Q_1, Q_2, $w_1\Delta\tau$, $u\Delta\vartheta$, $\varepsilon=0$
III. Предгорный	Поток, контактирующий с зоной транзитного подземного стока, без перетекания вод по вертикали (см. рис. 29, *к*)	То же, и $Q(x)=\text{const}$ при $x\leqslant 0$
	Поток в зоне выклинивания подземных вод на поверхность с перетеканием грунтовых вод по вертикали (см. рис. 29, *л*)	То же, при Q_1 и Q_2, не равных между собой, и при $\varepsilon\Delta t<0$

Примечание. X — осадки; Z — испарение; $I_р$ — речной сток; Q_1 и Q_2 — приток и отток грунтовых вод; $w_1\Delta\tau$ — инфильтрация осадков; $u\Delta\vartheta$ — испарение грунтовых вод; $\varepsilon\Delta t$ — перетекание вод по вертикали.

распространения или в удаленных локальных областях, где водопроницаемые породы залегают вблизи дневной поверхности. Подземные воды разгружаются в озера или иные понижения в рельефе, а также путем испарения в атмосферу. В аридных условиях реки могут питать подземные воды путем инфильтрации своих вод в водопроницаемые отложения.

Кроме горизонтального стока широко распространено вертикальное перетекание грунтовых вод на водораздельных частях речных бассейнов в подстилающие межпластовые часто напор-

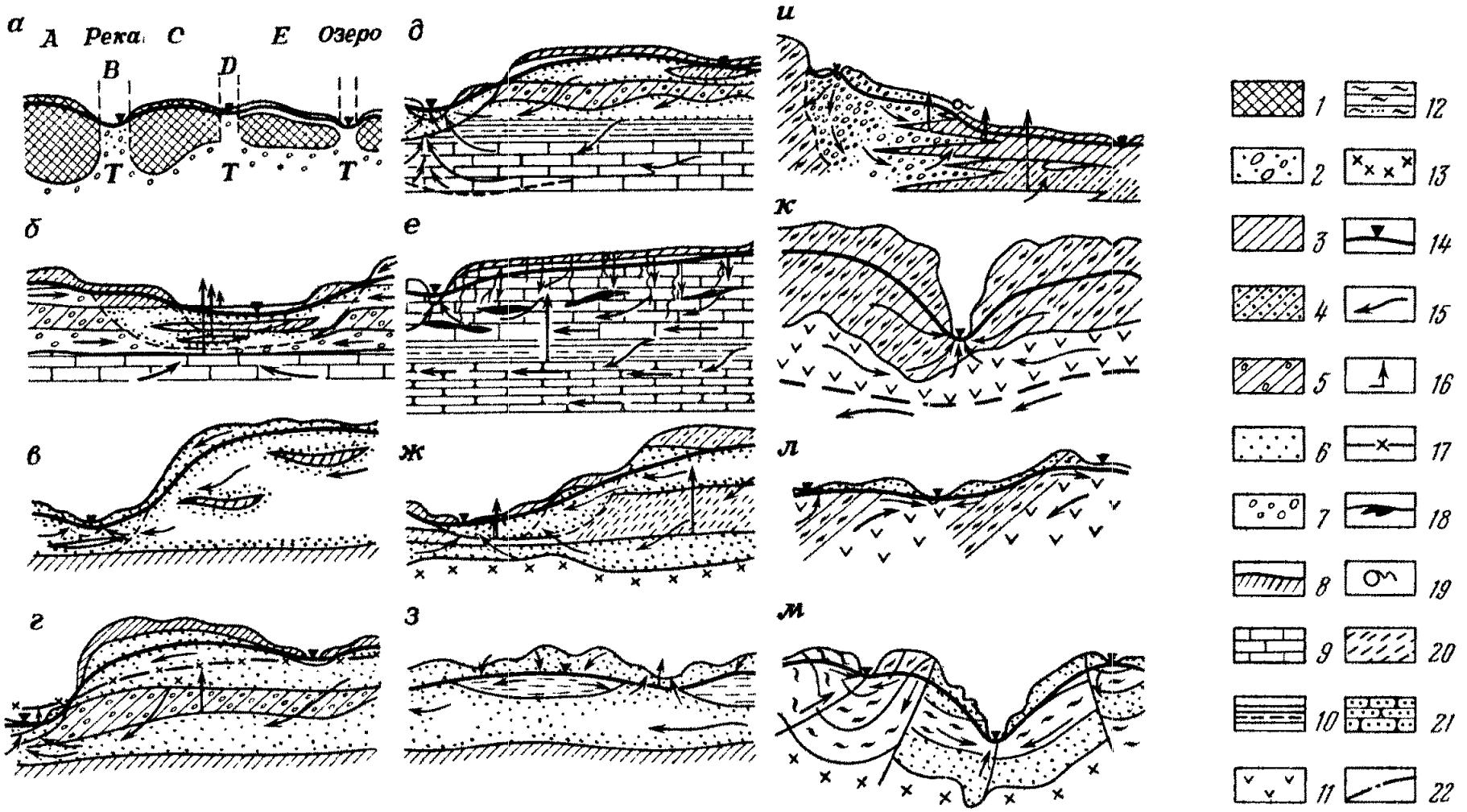


Рис. 30. Схемы гидрогеологических условий формирования баланса подземных вод (см. табл. 6):

1 – многолетняя мерзлота; *2* – водоносная порода (галик); *3* – суглинок; *4* – супесь; *5* – морена; *6* – песок; *7* – галечник; *8* – водоупор; *9* – известняк; *10* – глины песчаные, трещиноватые; *11* – кристаллические породы; *12* – аргиллиты, сланцы; *13* – кристаллический фундамент; *14* – уровень грунтовых вод; *15* – линия тока воды; *16* – напор воды (пьезометрическая высота); *17* – пьезометрическая поверхность; *18* – карстовые пустоты; *19* – источник; *20* – песчано-глинистая толща пород; *21* – песчаник; *22* – подошва подзоны дренирующего влияния средних рек,

Т – галик; *А, В, С, D, Е, F* – участки

Таблица 6

Типовые схемы (модели) условий формирования регионального баланса подземных вод в речных бассейнах

Тип расчетной схемы	Подтип расчетной схемы	Области распространения
I. Платформенный (равнинный)	Области многолетнемерзлых пород (см. рис. 30, *а*)	Бассейн р. Воркуты
	Зоны избыточного увлажнения — районы аллювиальных и зандровых равнин (см. рис. 30, *б*)	Бассейны р. Припяти и ее притоков
	Таежная (лесная) зона с относительно однородной толщей пород (см. рис. 30, *в*)	Бассейны рек Клязьмы, Москвы и ее притоков
	То же, с неоднородным строением пород (см. рис. 30, *г*)	Бассейны рек Клязьмы, Поломети, Молчади, Вздричи и др.
	То же, со сложным строением толщ водоносных пород (см. рис. 30, *д*)	Бассейны рек Москвы, Лейвайыги, Бергамака, Аремзянки и др.
	То же, с карстующимися породами (см. рис. 30, *е*)	Силурийское плато
	Степная зона с покровом лёссовидных суглинков (см. рис. 30, *ж*)	Бассейн р. Бутени
	Та же зона и полупустыня с линзами пресных вод (см. рис. 30, *з*)	Черные земли в Прикаспии, затеречная часть Терско-Кумского междуречья
II. Предгорный	Подгорные шлейфы и предгорные равнины (см. рис. 30, *и*)	Сохский конус выноса
	Межгорные долины и котловины (см. рис. 30, *к*)	Бассейны рек Рика и Ксани
III. Горный	Полосообразные геологические структуры (см. рис. 30, *л*)	Бассейн р. Усы
	Складчатые геологические структуры (см. рис. 30, *м*)	Бассейн рек Псезуапсе и Рика

ные водоносные горизонты. В долинах рек часто имеет место восходящее перетекание напорных вод в грунтовые потоки, которые выклиниваются на поверхность или испаряются.

2. Географическая зональность суши, по А. А. Григорьеву, М. И. Будыко и др., позволяет выделить подтипы первого типа природных условий. В частности, выделяются: области многолетнемерзлых пород, зоны избыточного увлажнения с различной сложностью строения водоносных комплексов пород, их водоносности и строения, а также степная зона и полупустыни.

3. Подтип условий областей многолетнемерзлых пород северных районов европейской части СССР и Сибири (см. рис. 30, *а*) выделяется по преобладающему в нем широкому распространению подземных вод в твердой фазе. Распределение этих вод в литосфере, распространение их по площади, режим и

баланс помимо геоструктуры регионов определяются геотермическими условиями территории и климатом. В климатическом отношении эти области относятся к избыточно увлажненным с индексом сухости (т. е. $R/(LX)$, где R — радиационный баланс, L — скрытая теплота испарения, X — осадки за год) менее 0,45. На рис. 30, *а* выделены участки: слияния сезонного протаивания и замерзания с кровлей многолетнемерзлых пород; несливающейся мерзлоты (участок *E*); талики под рекой (участок *B*), под озером (участок *F*); водораздельные талики (участок *D*) и т. п. Каждому типовому участку свойственны специфические условия существования и балансы подземных вод.

Грунтовые воды приурочены к надмерзлотным, внутримерзлотным и подмерзлотным слоям такого грунта. Первые из них крайне не постоянны в своем режиме. Последние часто являются надежным источником водоснабжения.

Восполнение запасов надмерзлотных грунтовых вод происходит преимущественно летом. Различные элементы рельефа (водоразделы, склоны, долины) по-разному проявляют себя в формировании баланса подземных вод и их стока.

Автор детально проанализировал режим и баланс грунтовых вод в бассейне р. Лек-Воркуты. Этот бассейн с площадью водосбора 95 км^2 расположен в Печорском угольном бассейне за Полярным кругом. Он относится к переходной зоне между районами сплошного и массивно-островного распространения многолетнемерзлых пород. Территория бассейна располагается в Косью-Роговском артезианском бассейне третьего порядка, который представляет собой часть Печоро-Предуральского артезианского бассейна.

Наличие хорошо проницаемых пород в зонах таликов содействует инфильтрационному питанию глубоких межпластовых вод путем перетекания грунтовых вод в межпластовые (пермские) водоносные горизонты. Это явление обычно отмечается на водоразделах и пологих склонах. Расход воды здесь достигает 2—7,5 л/с с 1 км^2. Источниками инфильтрации воды из зоны аэрации служат талые воды и осадки в виде дождя. Величина инфильтрации составляет 30—50% от годовой суммы осадков. Испарение с уровня грунтовых вод, находящихся на глубине 1,5—5,5 м, колеблется от 10 до 36% годового количества осадков. Подземный сток формируется в ранневесенний и осенне-зимний периоды путем перетекания грунтовых вод в подстилающие межпластовые горизонты, которые дренируются речной сетью.

Восходящее перетекание подземных вод из коренных (пермских) отложений в грунтовые потоки происходит обычно в холодное время года и наблюдается в нижних частях склонов и в их основаниях. Этот элемент баланса достигает 16—49 мм/год, или 0,5—1,5 л/с с 1 км^2. Положительное питание

грунтовых вод приурочено к локальным участкам сквозных и несквозных таликов; фильтрация талых вод летом возможна и через мерзлые породы (по трещинам).

Районирование территории бассейна реки производится по геоструктурному принципу с учетом геоморфологии, сплошности многолетнемерзлых пород и микрорельефа дневной поверхности. Для каждого района составляют баланс грунтовых вод согласно уравнениям (87), (185) или (186) и общий водный баланс в виде слоев воды:

$$\mu\Delta H_{ср}+D_1+D_2=X-Z+K_1-I_{нов}-Q_{п}-\varepsilon\Delta t, \qquad (215)$$

где K_1 — конденсация водяных паров на поверхности и в зоне аэрации; $Q_{п}$ — отток подземных вод из района.

4. Подтип условий зоны избыточного увлажнения в первую очередь рассматривается для районов аллювиальных и зандровых равнин с индексом сухости 0,45—1 (см. рис. 30, *б*).

Территорию исследований расчленяют на районы с различными типами сочетаний подземных и грунтовых вод с напорными. По каждому району составляют общие балансы воды и балансы подземных вод по уравнениям (215) и (185).

5. Подтипы (см. табл. 6) условий таежной (лесной) зоны с различной сложностью строения водоносной толщи пород (однородной и разнородной) подразделяются на более мелкие схемы в зависимости от литологии пород, глубины до воды, условий дренированности, характера растительности и т. п.

6. Подтип условий степной зоны может подразделяться на конкретные схемы по глубине вреза эрозионной сети, дренирующей грунтовые воды, а также по характеру взаимосвязи этих вод с напорными водами коренных пород.

7. Подтип условий той же зоны и полупустынь с линзами пресных подземных (грунтовых) вод может дифференцироваться по мезо- и микрорельефу с различной ролью микропонижений (западины, котловины, лиманы и т. п.). Важна оценка баланса грунтовых вод в местах восполнения запасов этих вод и в местах усиленного расходования их на испарение, а также выявление роли вертикального водообмена между грунтовыми и глубокими напорными водами в формировании запасов пресных вод.

8. Подтипы условий подгорных шлейфов, предгорных равнин и межгорных долин и котловин (предгорный тип) нуждаются в более дробном районировании по геоморфологии и во взаимосвязи вод грунтовых с поверхностными, а также с межпластовыми обычно напорными. Балансы грунтовых вод, напорных вод глубокого стока, а также поверхностных,

включая поливные воды, подаваемые на орошение земель, должны изучаться совместно.

Кроме уравнений (87) и (185) для грунтовых вод, должны быть применены уравнения (157), (158) и (215) для общего водного баланса. Причем $K=u\Delta\vartheta$; $E=Z-K_1$; $\Delta U_{\text{пов}}=D_1$; $\Delta U_{\text{а}}=D_2$; $W'_{\text{п}}=w_1\Delta\tau$, что вытекает из сравнения уравнений (157) и (158).

9. Подтипы горных условий зависят от геологических структур складчатых областей. Они расчленяются на более простые схемы, в пределах которых приемлемы рассмотренные выше модели второго порядка (расчетные схемы для ключевых участков, см. табл. 5 и рис. 29).

В работе [5] рассмотрены методы гидродинамического анализа режима грунтовых вод совместно с методами общего водного баланса. В частности, выделены ключевые водосборы, по которым с помощью общеводно-балансовых методов (по экспериментальным наблюдениям) определяют суммарное испарение, которое затем экстраполируют на площадь бассейна горной реки.

Приведенные в табл. 5 и 6 схемы должны пополняться и детализироваться с учетом проводящихся исследований.

Глава 5

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО СОСТАВУ И РАСПОЛОЖЕНИЮ СЕТЕЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ СКВАЖИН

Выше были рассмотрены методы оценки баланса грунтовых и напорных вод. Основанием для применения этих методов служили результаты режимных наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод на различных расстояниях от границ потоков (рек, каналов, водохранилищ, подземных водоразделов и т. п.).

По существу, для каждого метода были сформулированы требования к составу и расположению на местности как одиночных, так и групповых (в виде створов или плановых) систем наблюдательных скважин.

Рассмотрим принципиальные указания по составу и расположению сетей наблюдательных скважин, которые важны для начального этапа организации изучения режима и оценки баланса грунтовых вод в различных природных и водохозяйственных условиях.

1. Общие требования к сети наблюдательных скважин, водомерным постам на открытых водотоках, водоемах, к

балансовым площадкам, участкам и т. п. сводятся к следующему:

обеспечение получения исходных данных о режиме и элементах баланса подземных вод для типовых природных и водохозяйственных условий в целях изучения процессов и закономерностей формирования количества и качества подземных вод в естественных и нарушенных условиях, при этом затраты средств на сооружение сетей наблюдательных скважин должны быть минимальными;

получение достаточной информации о количественном и качественном изменении изучаемых подземных вод на будущее в связи с изменением экологических условий данной и прилегающих территорий хозяйственной деятельности;

возможность широкого использования наблюдений за режимом подземных вод для оценок ресурсов пресных вод, условий их эксплуатации и решения других задач в области регулирования и регионального прогноза режима подземных вод.

2. Наблюдательная сеть строится и размещается на местности в типовых природных и техногенных условиях, определенных на основе проработки информаций о геологическом строении, геоморфологии, гидрологии, метеорологии и гидрогеологии конкретных территорий. Все эти данные обобщаются в виде карт предварительного районирования территорий по условиям формирования природного или нарушенного режима и баланса подземных вод с учетом искусственных факторов.

Кроме этих условий учитываются задачи, которые стоят перед гидрогеологической службой для различных отраслей народного хозяйства, а также требования существующих методов оценок и прогнозов баланса подземных вод и их режима.

3. По своему назначению наблюдательные сети скважин, водомерных постов, балансовых площадок и участков подразделяются на две группы: опорные и специальные. Опорные предназначены для регионального многолетнего изучения типичных закономерностей формирования элементов режима и баланса подземных вод как в естественных, так и в нарушенных условиях на больших территориях. Они существуют весьма продолжительно и служат эталоном для других сетей с коротким рядом наблюдений.

Специальные наблюдательные сети предназначены для локального изучения режима и баланса подземных вод в связи с решением конкретных задач (например, определение гидрогеологических параметров, элементов баланса и их изменения под влиянием орошения, осушения земель, гидротехнического строительства и т. п.) в ограниченное время с учетом многолетней ритмичности (не менее 11—15 лет).

ТИПЫ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ СЕТЕЙ И БАЛАНСОВЫХ УЧАСТКОВ

В состав опорной наблюдательной сети входят:

а) региональные створы наблюдательных скважин, закладываемые в типичных гидрогеологических и водохозяйственных условиях;

б) локальные створы наблюдательных скважин для детального изучения режима и баланса подземных вод в сложных природных и интенсивно нарушенных условиях;

в) «конверты» и кусты скважин, служащие для расчета баланса грунтовых вод при двухмерном в плане движении и исследовании перетекания грунтовых и напорных вод по вертикали, оценки баланса межпластовых водоносных горизонтов;

г) гидрометрические водомерные посты и створы на реках, каналах и озерах для наблюдений за горизонтами воды и расходами открытых водотоков, где отсутствует опорная наблюдательная сеть;

д) ключевые балансовые участки и балансовые площадки, на которых режимные наблюдения за подземными водами дополняются экспериментальными наблюдениями за основными элементами общего водного баланса (осадки, водоподача на орошение, потери водотоков на инфильтрацию, дренажный сток, суммарное испарение, влагозапасы в зоне аэрации и т. п.), необходимыми для составления общего водного баланса и оценки процессов формирования режима, питания и в целом баланса подземных вод.

В состав специальной наблюдательной сети входят:

а) короткие створы наблюдательных скважин с небольшими расстояниями между скважинами (50—250 м), необходимые для расчета гидрогеологических параметров, проведения детальных расчетов элементов баланса подземных вод в сложных гидрогеологических и водохозяйственных условиях и воздействия различных искусственных факторов;

б) плановые группы из одиночных наблюдательных скважин, позволяющие выделить среди них расчетные «конверты» скважин и рассчитать элементы баланса подземных вод для сложных потоков грунтовых вод в плане при различных искусственных факторах;

в) опытные балансовые участки, на которых должна быть детальная сеть наблюдательных скважин, кустов ярусных пьезометров на разные водоносные горизонты, а также система экспериментальных установок (дождемеров, испарителей, лизиметров и т. п.) для наблюдения за элементами общего водного баланса, баланса влаги в зоне аэрации, а также за работой тех или иных сооружений (дренажей, эксплуатационных скважин и т. п.);

г) гидрометрические створы и водомерные посты на реках, каналах, водохранилищах.

Специальная наблюдательная сеть может создаваться одновременно с опорной, так как одна дополняет другую.

Проектирование той и другой наблюдательной сети должно базироваться на гидрогеологическом районировании данной территории с учетом развития народного хозяйства. Расстояния между наблюдательными скважинами указаны в гл. 2.

Продолжительность работы специальной наблюдательной сети определяется сроком проектирования и эксплуатации тех или иных водохозяйственных систем, для обоснования которых организуются водно-балансовые исследования. С течением времени действующая наблюдательная сеть скважин и постов может менять свое назначение, а также использоваться для контроля состояния земель, определения мелиоративного эффекта мелиораций и для охраны окружающей среды.

В условиях одномерного в плане потока грунтовых вод, дренируемых рекой, направления створов наблюдательных скважин нормальны к урезу реки и гидроизогипсам (рис. 31, *а*, *б*). Первую скважину закладывают около уреза реки, дублирующую — на противоположном берегу. Эти скважины необходимы для того, чтобы отразить в расчетах граничное условие первого рода.

Вторую скважину располагают в нескольких десятках метров от первой; вместе с первой используется для расчета коэффициента уровнепроводности грунтового потока $a = \frac{kh_{ср}}{\mu}$, по данным о колебании уровней грунтовых вод при паводках в реке. Следующие скв. 3—5 и т. д. предназначены для расчета интенсивностей питания грунтовых вод сверху и их составляющих за длительное время, т. е. величин инфильтрации осадков $w_1 \Delta\tau$ и испарения этих вод $u\Delta\vartheta$. Расстояние между последними скважинами примерно равно $(2 \div 3)\sqrt{at}$.

Для одномерного потока вод широко применяются метод конечных разностей и аналитический метод. Каждая скважина в первом методе оказывается в середине расчетного элемента потока, во втором — первая и вторая (смежная) скважины ограничивают собой расчетный элемент потока.

По возможности весь створ наблюдательных скважин стремятся расчленить на непрерывный ряд контактирующих между собой расчетных элементов потока. Для каждого из них по данным режимных скважин рассчитывают элементы баланса грунтовых вод за годовой цикл. В целях уточнения форм гидроизогипс при закладке скважин предусматривают несколько одиночных неглубоких скважин, оборудуемых по бокам основного створа (см. рис. 31, *а*).

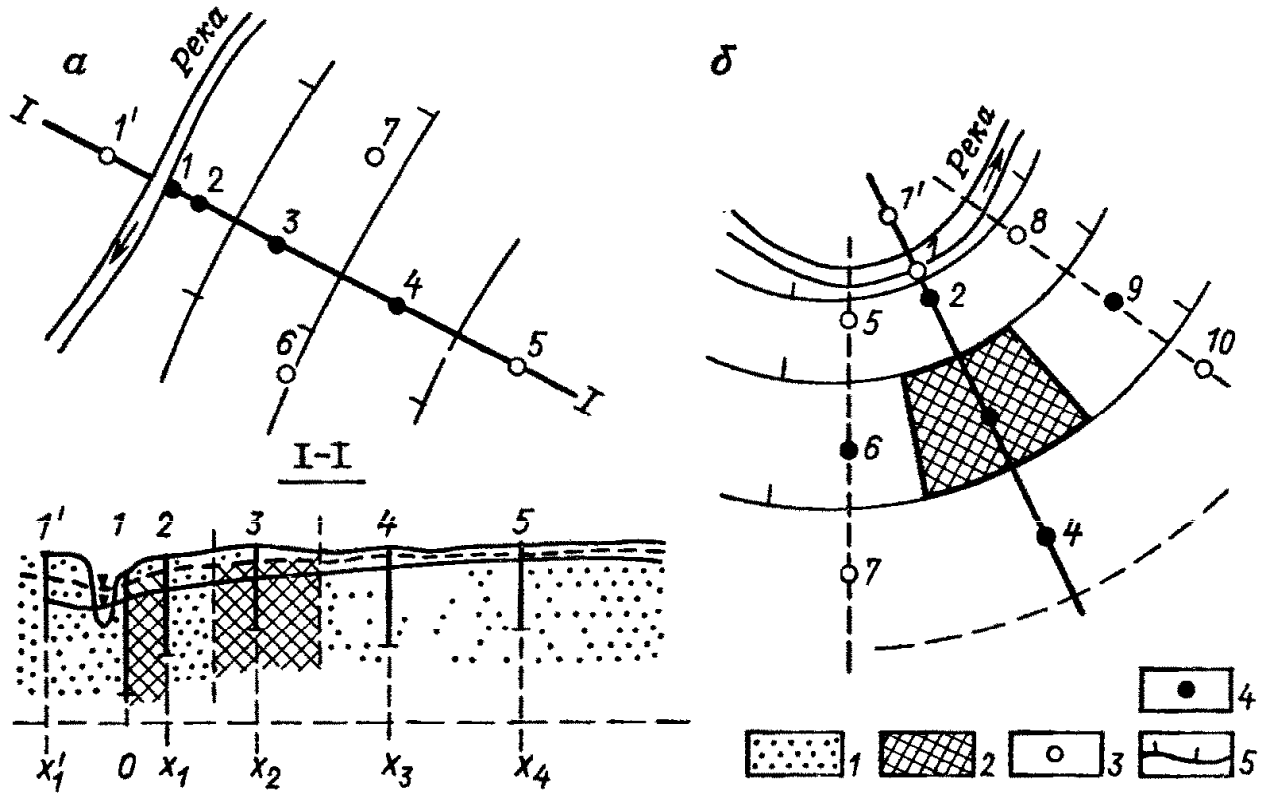


Рис. 31. Схемы расположения наблюдательных скважин в створах по потоку при одномерном в плане (*а*) и двухмерном (*б*) движении вод:
1 — водопроницаемые и водоносные отложения; *2* — расчетный элемент потока; *3*—*4* — скважины (*3* — наблюдательная, *4* — расчетная наблюдательная); *5* — гидроизогипсы

Протяженность створа скважин зависит от цели, преследуемой расчетами баланса вод. Обычно створы продолжаются до водораздела подземных вод или другой реки, ограничивающей данный земельный массив в плане. Границами створа могут быть и сечения потока при резких изменениях в рельефе местности (бровки возвышенностей, депрессии в рельефе, контакты водоносных пород с непроницаемыми породами и т. п.), что часто совпадает с геоморфологическими границами.

В условиях радиальных потоков, распространенных вблизи излучин рек, движения вод могут быть сходящимися и расходящимися в плане (см. рис. 31, *б*). При двухмерном в плане движении вод наиболее подходит для расчетов метод конечных разностей (см. гл. 2). Кроме основного створа скважин, ориентированного по потоку вод (скв. 1—4), в обязательном порядке закладываются по одному дополнительному боковому створу с каждой стороны (скв. 5—7 и 8—10), которые позволяют уточнить построение гидроизогипс и определение размеров в плане для расчетного элемента потока. На реках (см. рис. 32), оборудуют водомерные посты вблизи скв. 1.

Размещение наблюдательных скважин вдоль створов, ориен-

тированных по потоку грунтовых вод, облегчает выбор расчетных схем (моделей) и помогает увязать результаты расчета элементов баланса грунтовых вод, особенности их режима с геоморфологией, региональной динамикой подземных вод и достичь полноценного изучения формирования подземных вод больших территорий при минимальной затрате материальных средств.

На различных аллювиальных террасах в долинах рек и междуречном водораздельном массиве створы наблюдательных скважин закладываются также по потоку вод и изображены на рис. 32. На каждой террасе должно быть не менее двух скважин, расположенных по потоку вод при одномерном движении в плане (см. рис. 32, *а*). Вблизи границ потока в пределах поймы и низких надпойм применим аналитический метод расчета питания грунтовых вод сверху. В удалении от рек (высокие террасы, водораздельное плато) применяется метод конечных разностей. Кроме гидрогеологического разреза по потоку вод следует учитывать возможную двухмерность потоков в плане.

Заслуживают внимания водоразделы и уступы террас, около которых закладываются наблюдательные скважины для получения данных о режиме грунтовых вод на границах потока (см. рис. 32, *б*).

В случаях многослойного строения междуречных массивов, заключающих кроме грунтовых межпластовые воды, например подморенные (рис. 33) как в четвертичных, так и в коренных отложениях, в балансе может иметь значение перетекание этих вод по вертикали, особенно в том случае, если отмечается значительная разность напоров воды по вертикали и породы разделяющих слоев имеют заметную водопроницаемость (см. гл. 2).

Для исследования баланса грунтовых вод закладывают створ мелких скважин (см. рис. 33, скв. 1—9) на глубину минимального стояния этих вод. Для изучения баланса межпластовых вод в подморенных отложениях закладывают створ скважин большей глубины (1—7) и, наконец, на подстилающий напорный водоносный горизонт в коренных отложениях — створ глубоких скважин (1—7). На грунтовые воды закладывают максимальное число наблюдательных скважин, значительно меньше — на первый и еще меньше на второй межпластовые напорные горизонты.

Для каждого водоносного горизонта применяют методы конечных разностей и аналитический (гл. 2) с учетом перетекания вод по вертикали. Большое внимание уделяют плановому расположению дополнительных наблюдательных скважин на местности в случаях отклонения линий токов от направления створа. При отклонениях этих токов от направления створа, превышающих 30°, боковые скважины для уточнения формы

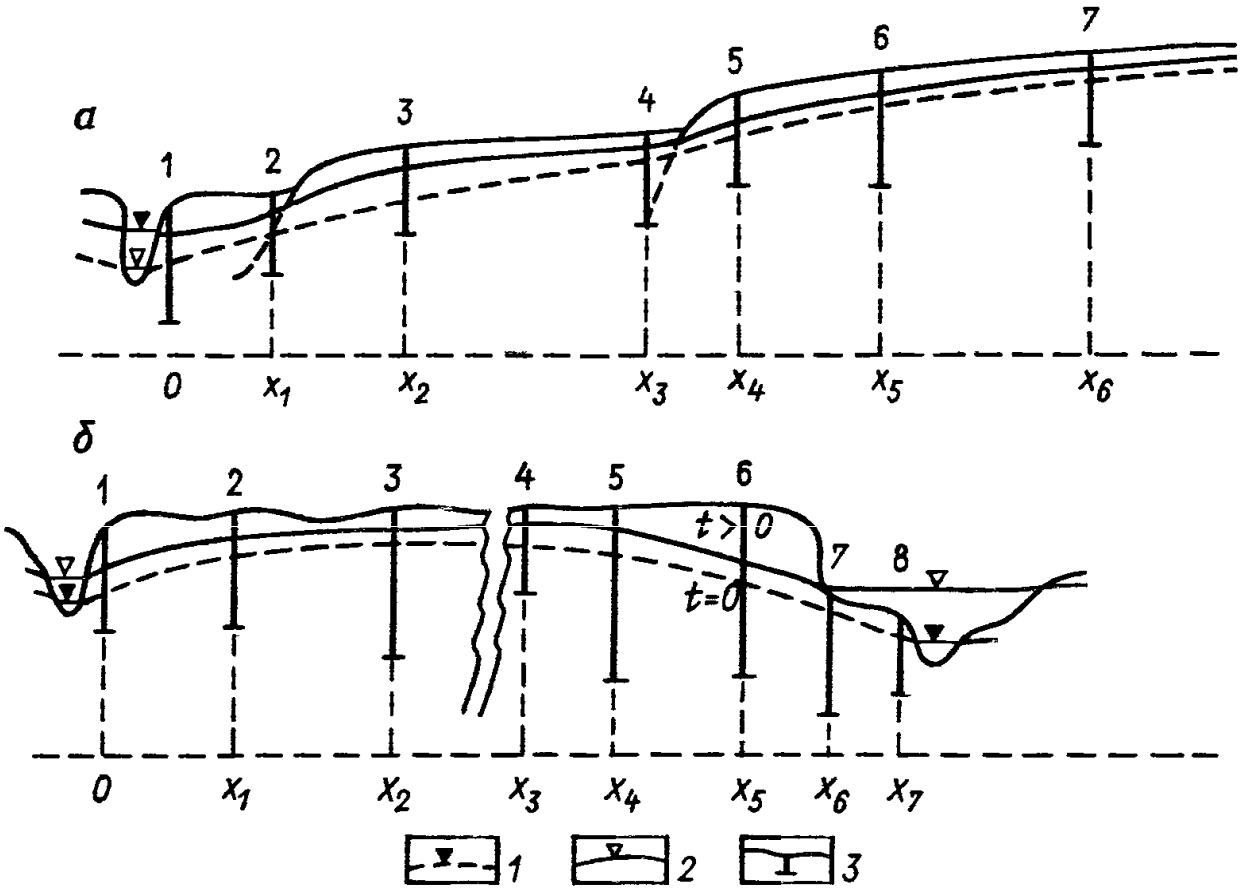


Рис. 32. Схемы расположения наблюдательных скважин на древнеаллювиальной террасе (*а*) и междуречном плато (*б*):

1—2 - уровни грунтовых вод (*1* — в начальный момент времени, *2* — на конец расчетного промежутка времени); *3* наблюдательная скважина и ее номер

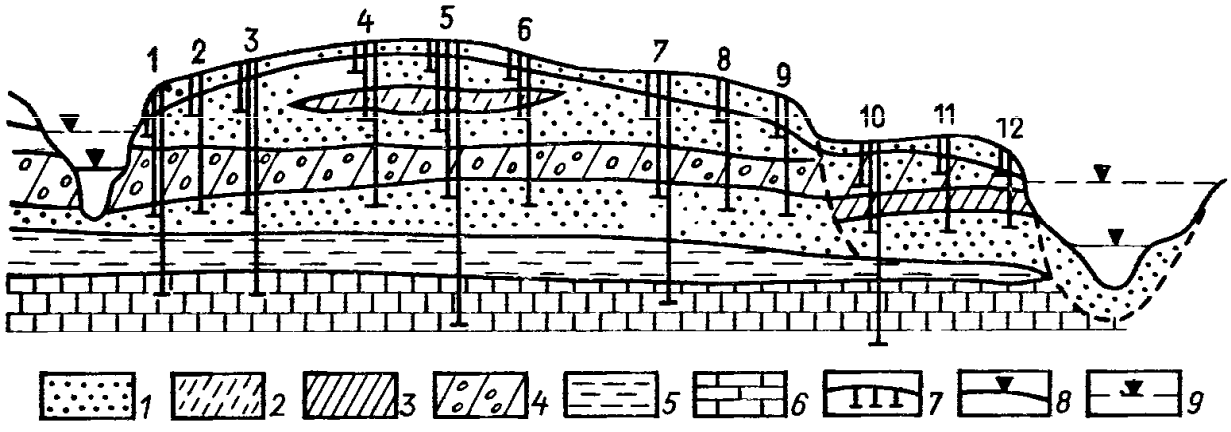


Рис. 33. Схема расположения наблюдательных скважин на междуречье при трех-четырех водоносных горизонтах:

1 — водопроницаемые и водоносные породы; *2* — супесь, служащая водоупором верховодки; *3* - суглинок; *4* — моренный суглинок с галькой; *5* — песчаные глины коренных пород; *6* — известняк трещиноватый; *7* - куст наблюдательных скважин и его номер; *8* уровень грунтовых вод; *9* подпорный горизонт воды в реке

гидроизогипс закладывают с обеих сторон створа.

На рис. 33 приведен пример междуречного массива, в пределах которого оборудовано пять кустов наблюдательных

скважин на все три водоносных горизонта и, кроме того, столько же дополнительных кустов на два верхних водоносных горизонта, не считая мелких скважин на грунтовые воды.

При изучении режима и баланса линз пресных грунтовых вод, плавающих на соленых (рис. 34), что часто встречается в зоне эоловых песчаных отложений в полупустынях, пустынях и приморских дюнах, длинные створы наблюдательных скважин располагаются вдоль длинной оси линзы. Поперек этого створа закладывают до трех коротких створов, которые позволяют выделить в пределах линзы расчетные элементы потока, учитывающие двухмерность движения вод в плане.

Около большинства мелких скважин на грунтовые воды проходят глубокие наблюдательные скважины на подстилающие высокоминерализованные воды, на которых формируется линза пресных вод.

Режим пресных и минерализованных вод наблюдают одновременно. При этом фиксируют общую минерализацию тех и других вод, определяют плотность и вязкость нижних вод, особое внимание обращают на тщательность изоляции пресных вод в скважинах, заложенных на глубокие воды.

Расчет питания грунтовых вод производят с учетом плотности и вязкости воды по вертикали, особенно тщательно при минерализации соленых вод более 30—40 г/л [4].

Наблюдательная сеть скважин на подгорных шлейфах и предгорных равнинах должна пересекать типичные конусы выноса, их сочленение с пролювиально-аллювиальной равниной по главному направлению подземного стока, идущего от гор к рекам (рис. 35).

Каждая гидрогеологическая зона — инфильтрации поверхностных вод (в пределах галечниковой части конусов выноса), транзита подземных вод, выклинивания их, вторичного погружения и прибрежная зона влияния реки — должна иметь хотя бы по одному расчетному ключевому участку с расчетными створами наблюдательных скважин. Такие створы в зоне инфильтрации пересекают ирригационные каналы и используются для расчета потерь поверхностной воды на инфильтрацию, расчета площадного питания грунтовых вод и их стока в нижерасположенные по рельефу зоны.

В зоне транзита стока грунтовых вод и других зонах (см. рис. 35) каждый расчетный створ должен состоять из кустов ярусных скважин — двух и более в каждом пункте с фильтрами на грунтовые воды в суглинках и в подстилающих песчано-гравийных отложениях с напорной водой.

Кроме анализа естественного режима грунтовых вод, подсчета их баланса по зонам, в данных условиях необходимо учитывать искусственные факторы, включающие расходы и горизонты воды в каналах, реках, дренах, водоподачу на

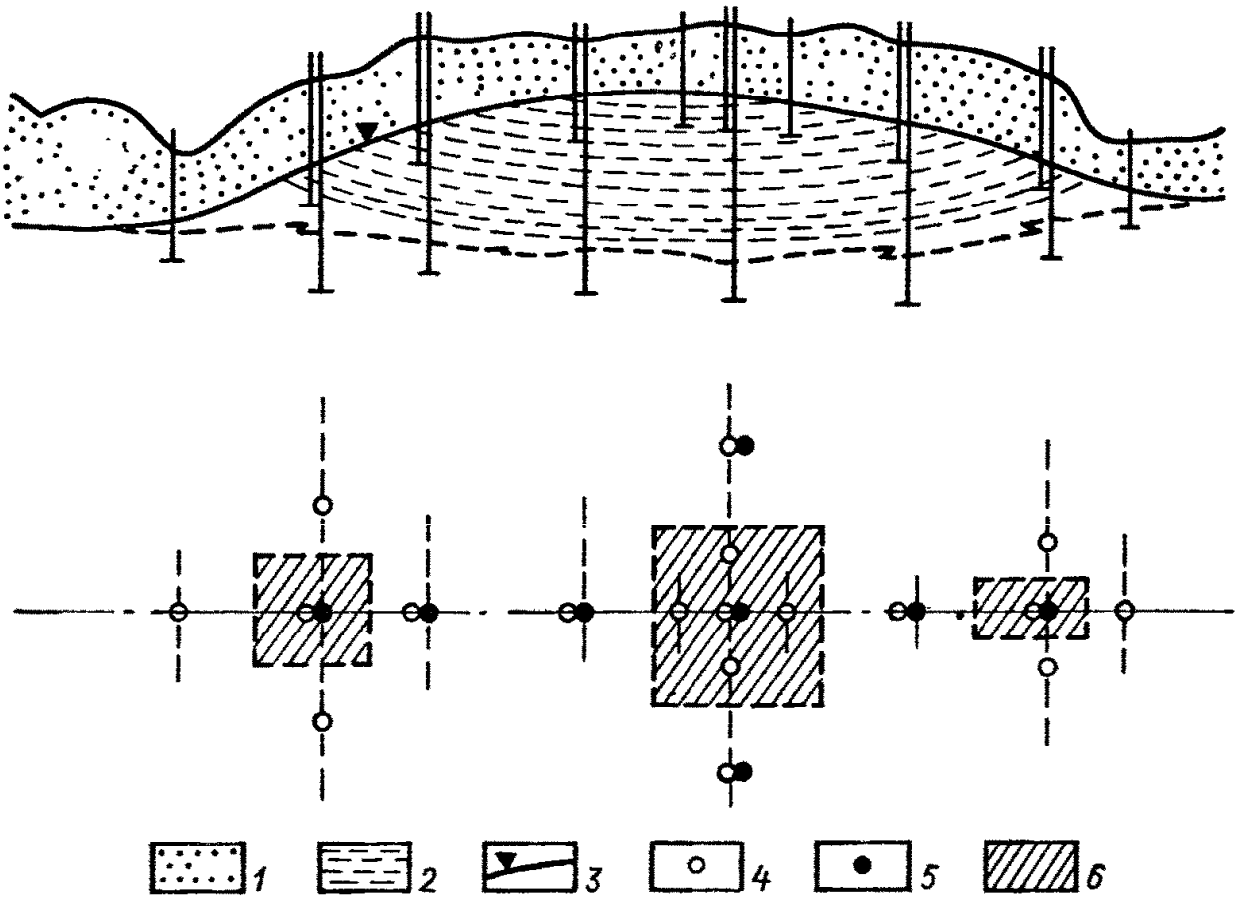


Рис. 34. Схема расположения наблюдательных скважин вдоль длинной оси линзы пресных вод, залегающих на соленых водах:

1 — водопроницаемые и водоносные породы, *2* — линза пресных вод; *3* — уровень грунтовых вод; *4* — мелкая наблюдательная скважина; *5* — глубокая наблюдательная скважина с фильтром в соленых водах; *6* — расчетный элемент потока

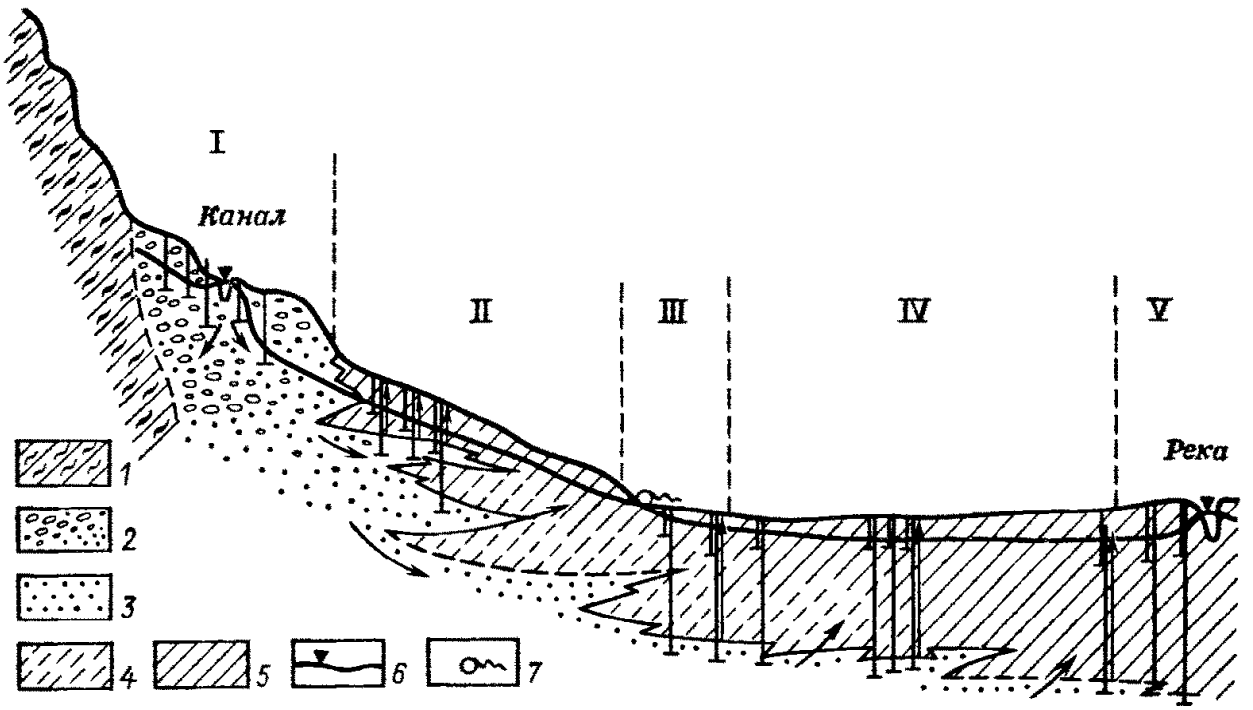


Рис. 35. Схема расположения наблюдательных скважин на подгорной и предгорной наклонных равнинах:

1 — коренные породы; *2* — галечник; *3* — песок; *4* — супесь; *5* — суглинок; *6* — уровень грунтовых вод; *7* — источник.

I—V — зоны (I — инфильтрации поверхностных вод и осадков, II — транзита подземного стока, III — выклинивания подземных вод, IV — вторичного погружения грунтовых вод, V — прибрежная)

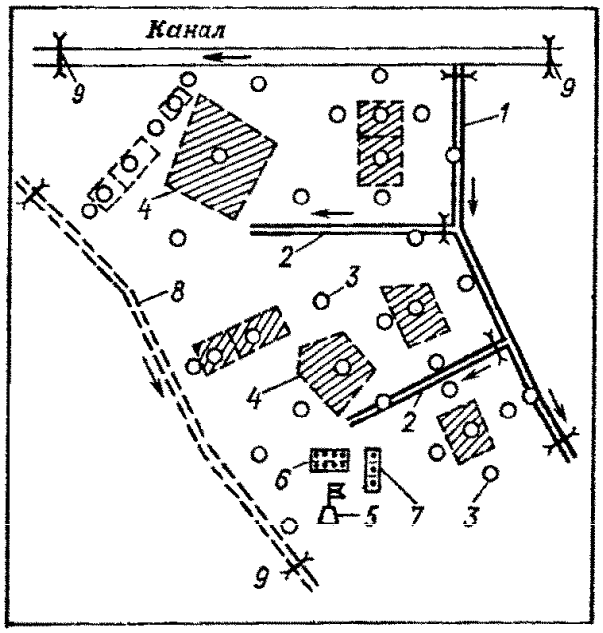


Рис. 36. Расположение наблюдательных скважин на опытном балансовом участке в условиях орошения:

1 – распределитель; *2* – ороситель; *3* – наблюдательная скважина; *4* – расчетный элемент потока; *5* – метеорологический пункт; *6* – лизиметрическая площадка; *7* – испарительная площадка; *8* – коллектор; *9* – гидрометрический створ на канале и гидрометрические устройства на распределителях, оросителях и коллекторе

орошение, а также другие элементы водного баланса — испарение, транспирацию растений, сток сбросных вод и т. п.

Для детального изучения формирования баланса грунтовых вод с всесторонним учетом влияния различных факторов поливного орошения или с определением эффективности различных дренажей и агротехнических мероприятий организуют опытные балансовые участки. Такие участки, например, необходимы в каждой из указанных выше зон предгорной и подгорной области (см. рис. 35).

Обычно балансовые участки (рис. 36) оконтуриваются водотоками (каналами, распределителями и дренирующими коллекторами), естественными депрессиями и эрозионными формами рельефа. Площадь их может составлять 100—200 га. На этих участках соблюдают общепринятые для окружающих территорий режимы орошения. На типовых поливных картах орошения тех или иных сельскохозяйственных культур оборудуют сгущенную сеть наблюдательных скважин, включая кусты их на разные водоносные горизонты по вертикали. На специальных площадках проводят наблюдения за суммарным испарением, транспирацией растений, влагозапасами в зоне аэрации и т. п. С целью оценки влияния глубины до воды на ее баланс организуют наблюдения за элементами этого баланса по лизиметрам с большой повторностью.

Балансовые участки, входящие в состав опорной наблюдательной сети с естественным режимом, целесообразно именовать ключевыми, а входящие в состав специализированной сети — опытными. На тех и других участках детально наблюдается режим грунтовых и межпластовых, часто напорных вод. Балансовые участки автономны в том смысле, что определение элементов баланса не зависит от данных аналогичных наблюдений на смежных территориях.

Элементы водного баланса на поверхности — сток, испарение, осадки, водоподача на орошение и дренажный сток — наблюдаются с помощью гидрометрических устройств стационарного типа и на испарительных площадках с помощью весовых испарителей (типа ГГИ-500; ГГИ-3000, Б-1000 и т. п.), сети наземных дождемеров и плювиографов, насадок на водотоках и т. д. [4].

На склонах водосборов оборудуются водно-балансовые и стоковые площадки по примеру ВНИГЛ. С их помощью определяют сток поверхностных вод, подземный сток верховодки по горизонтали и вертикали и детальные элементы водного баланса по уравнению (215).

Для типичных участков зоны аэрации составляют водный баланс почвенно-грунтовой призмы согласно уравнению

$$C_2 - C_1 + n\Delta H = \left(w_a + \frac{Q_1 - Q_2}{F} - \varepsilon\right)\Delta t, \qquad (216)$$

где C_1 и C_2 — начальный и конечный влагозапасы в зоне аэрации, считая от ее дневной поверхности до зеркала грунтовых вод; n — полная влагоемкость грунта в объемном выражении, равная пористости за вычетом объема защемленного воздуха; w_a — величина интенсивности влагообмена зоны аэрации с атмосферой или с дневной поверхностью, наблюдаемая в течение расчетного промежутка времени Δt.

Если за данный промежуток времени Δt на типичных участках были экспериментально определены: осадки X, расход воды на орошение $I_{\text{ор}}$, испарение осадков с поверхности $Z_{\text{ос}}$, испарение поливных вод (не успевших просочиться в почву) $Z_{\text{ор}}$ 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 (конденсацией водяных паров пренебрегаем) величина влагообмена зоны аэрации с атмосферой на данном участке

$$w_a\Delta t = X + I_{\text{ор}} - Z_{\text{ос}} - Z_{\text{ор}} - Z_a. \qquad (217)$$

Зная величину $w_a\Delta t$, а также левую часть равенства (216), из последнего можно вычислить размер подземного стока с участка или балансовой площадки за время Δt, происходящего как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, т. е. сумму величин $\left(\frac{Q_1 - Q_2}{F} - \varepsilon\right)\Delta t$.

Кроме того, из выражения величины влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a'\Delta t$ и уравнения водного баланса на поверхности всего балансового водосбора получим

$$w_a'\Delta t = X - (Z - K_1) + (I_1 - I_2) - D_1, \qquad (218)$$

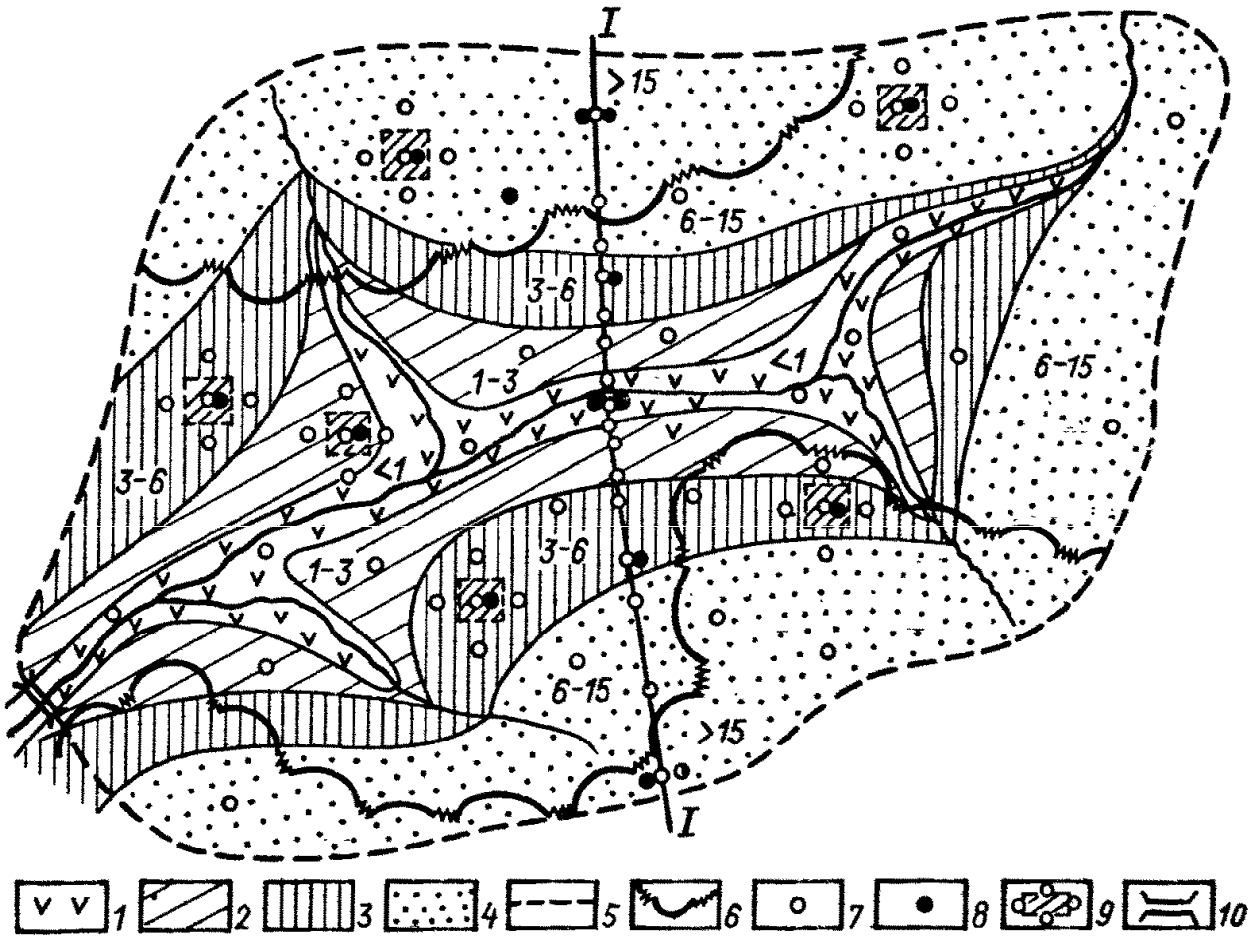


Рис. 37. Схема расположения наблюдательных скважин в бассейне малой реки:

1 — пойма; *2*—*3* — надпойменные террасы (*2* — первая и вторая, *3* — третья); *4* — водораздельное плато; *5* водораздельная линия; *6* — граница хвойного леса; *7 8* — наблюдательные скважины (*7* — на грунтовые воды, *8* на подморенные воды); *9* — «конверты» скважин; *10* — замыкающий гидрометрический створ на реке.

Цифры — глубины до воды, м

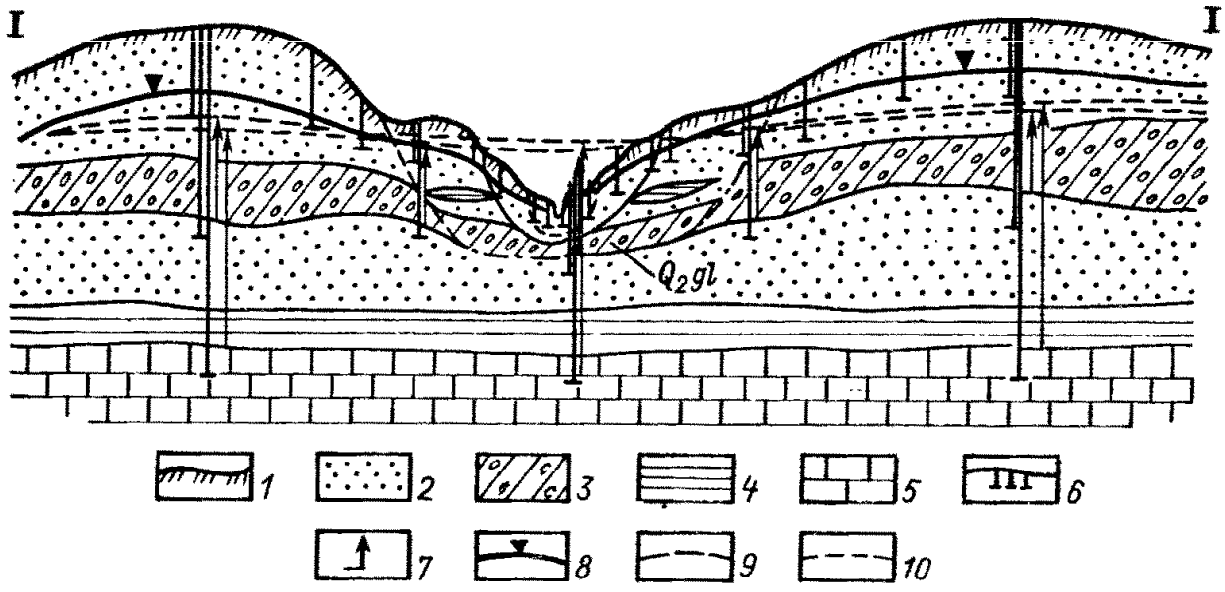


Рис. 38. Гидрогеологический разрез I—I (см. рис. 37):

1 — почвенно-растительный слой; *2* — песок, *3* суглинок (морена); *4* глина; *5* — известняк; *6* — куст наблюдательных скважин; *7* — напор воды в кровле водоносного горизонта; *8* — уровень грунтовых вод; *9*, *10* пьезометрические уровни вод (*9* — подморенных, *10* в известняках)

где обозначения те же, что и в уравнении (157). Можно вычислить суммарное испарение за вычетом конденсации водяных паров $(Z-K_1)$.

Величина питания грунтовых вод сверху $w\Delta t$ связана с величиной влагообмена зоны аэрации с атмосферой $w_a\Delta t$ следующим образом:

$$w'_a\Delta t = w\Delta t + D_2, \qquad (219)$$

где D_2 — изменение запаса влаги в зоне аэрации за время Δt, считая ее от дневной поверхности до наивысшего положения подпертой капиллярной каймы.

В формуле (219) искомая величина $w'_a\Delta t$, а в формуле (218) — $(Z-K_1)$. Все другие методические указания по расчетам баланса влаги в зоне аэрации даны в работе [4]. Величина питания грунтовых вод $w\Delta t$ определяется по режимным данным.

Общая компоновка одиночных, кустовых и наблюдательных скважин на створах иллюстрируется рис. 37 и 38.

Границы балансовых водосборов совпадают с водораздельными линиями, реками и линиями тока, проходящими через замыкающий гидрометрический створ на малой или средней реке. В каждом районе имеются «конверты» скважин и короткие их створы, позволяющие анализировать режим и баланс грунтовых вод рассмотренными выше методами.

Если в бассейне малой реки балансовые районы выделены в согласии с геоморфологией местности (см. рис. 37), то на междуречном массиве границы районов часто совпадают с гидроизогипсами, позволяющими четко оконтурить балансовые территории каждого района. Районы подразделяются на участки более однородные по глубине стояния грунтовых вод, растительности, почвам, а также по строению зоны аэрации и типам баланса грунтовых вод (см. гл. 4).

КОНСТРУКЦИЯ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ СКВАЖИН

Среди наблюдательных скважин можно выделить: а) одиночные (мелкие и глубокие); б) кусты скважин с ярусно расположенными фильтрами на разные водоносные горизонты; в) плановые группы скважин для двухмерных в плане потоков.

Общие требования к конструкции наблюдательных скважин:

а) диаметры скважин должны обеспечить возможность спуска в них измерительных приборов до уровня воды и до дна отстойника (для контроля степени заиления фильтра), а также пробоотборников для взятия проб воды на химический и бактериологический анализы;

б) поверхности фильтров не должны подвергаться заилению, кольматации и электрохимической коррозии;

в) размер фильтра должен обеспечить точечные показания напора воды в небольшом диапазоне глубины, а также допускать чистку его желонкой и прокачку воды;

г) при проходке одного или нескольких водоносных горизонтов, залегающих выше наблюдаемого горизонта, необходима тщательная изоляция (тампонаж) ненаблюдаемых горизонтов по всей фильтровой колонне труб;

д) на каждый наблюдаемый водоносный горизонт при слоистом строении водоносной толщи пород необходимо закладывать отдельную скважину с учетом требования п. «г»;

е) при оборудовании наблюдательных скважин на высокоминерализованные воды (с плотным остатком более 30—50 г/л) следует вместо металлических труб и фильтра из металла применять антикоррозийные трубы и фильтры из другого материала (полиэтилен, асбестоцемент);

ж) для изоляции скважины от попадания в нее поверхностных вод по затрубному пространству оборудуется глиняный или цементный замок около устья скважины;

з) на скважине должен быть надежный оголовок, запирающийся винтовым замком;

и) патрубок (выступающая часть фильтровой колонны над поверхностью земли) должен иметь высоту от 0,7 до 1,2 м.

При неглубоком (1—3 м) залеганиии грунтовых вод в рыхлых породах (пески, суглинки) одиночные скважины оборудуют в виде штекфильтров. Фильтр с наконечником изготовляется из бурильных труб. Длина рабочей части штекфильтра — до 0,5 м. Перфорированную часть его покрывают металлической сеткой галунного плетения. Небольшой диаметр штекфильтра (40—50 мм) обеспечивает быструю реакцию скважины на изменение уровня воды в пласте пород.

При бóльших глубинах до воды, чем было указано выше, а также для систематического отбора проб воды на химический анализ одиночные скважины оборудуют одной колонной труб $d = 76 \div 100$ мм, на конце которой навинчен короткий (1—1,5 м) сетчатый фильтр и ниже — отстойник длиной не более 1 м с деревянной пробкой (рис. 39, *а*). Бурение ствола скважины производится диаметром $d = 100$—150 мм. Верх рабочей части фильтра заглубляется под минимальный уровень стояния грунтовых вод.

В случае двухслойного строения водоносных толщ пород (рис. 39, *б*), которые в верхнем суглинке содержат грунтовые воды, а в нижней части разреза, сложенной песками,— напорные воды, устраивается куст из двух скважин. Мелкая скважина оборудуется на грунтовые воды, а глубокая — на напорные, находящиеся под суглинком.

Для изоляции грунтовой воды суглинков в глубокой скважине оставляют обсадные трубы, примененные для бурения

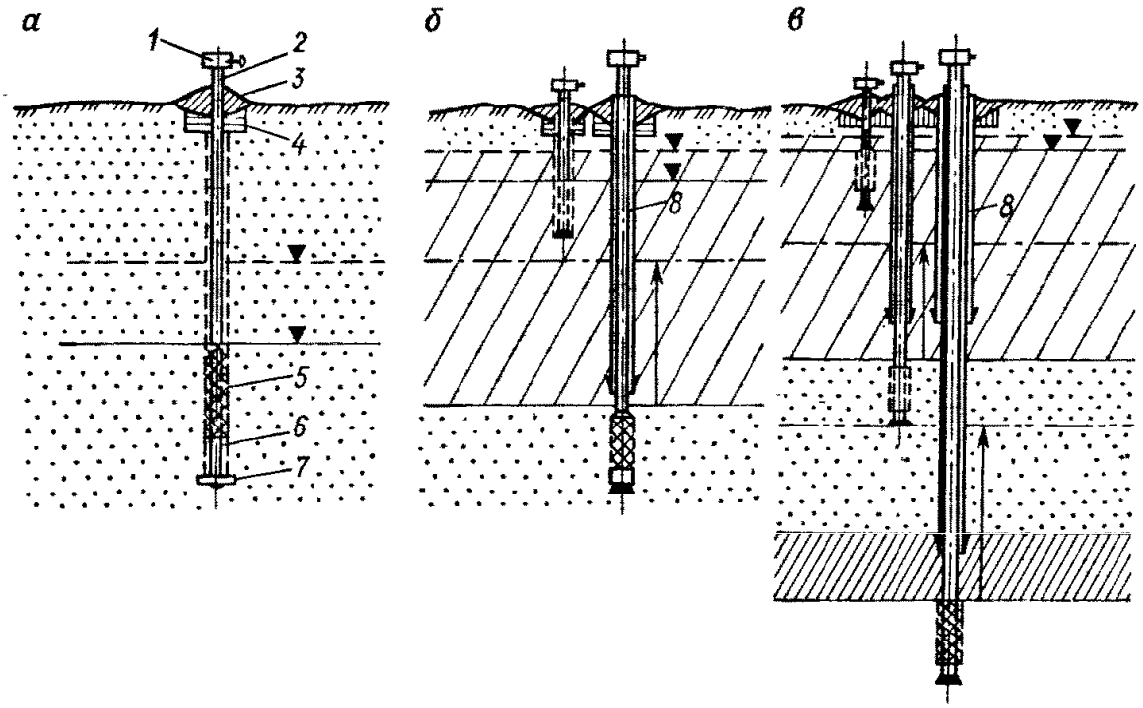


Рис. 39. Схемы конструкций наблюдательных скважин:
1 — оголовок; *2* фильтровая колонна; *3* цементная подушка; *4* — глиняный замок; *5* — рабочая часть фильтра; *6* — отстойник; *7* — пробка; *8* - обсадные трубы

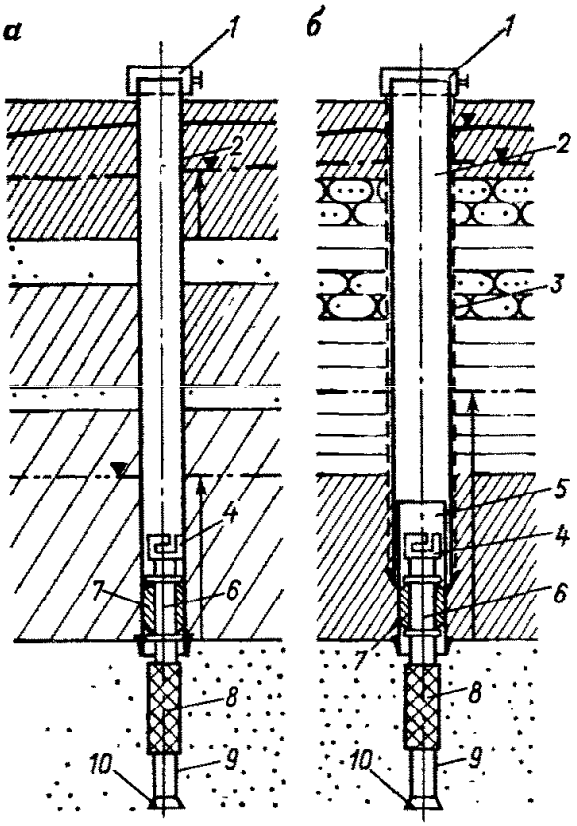


Рис. 40. Схема оборудования наблюдательных скважин фильтрами «впотай» и цементации позатрубного пространства при маломощных (*а*) и мощных (*б*) вышележащих водоносных горизонтах:
1 оголовок, *2* обсадные трубы; *3* - позатрубная цементация; *4* замок фильтровой колонны; *5* — остаток внутренней обсадной колонны труб; *6* — фильтровая колонна; *7* сальник; *8* - рабочая часть фильтра; *9* — отстойник; *10* — пробка.

в суглинках до кровли песков. Башмак этих труб оставляют недалеко от кровли песков. Бурение в песках может производиться более мелким диаметром или продолжаться с начальным диаметром труб, которые после установки фильтровой колонны поднимаются так, чтобы обнажить рабочую часть фильтра. Длина фильтра 1—2 м.

При четырехслойном строении водоносных толщ пород оборудуют куст из трех скважин (рис. 39, *в*), самая глубокая из которых потребует установки в суглинках и песчаных глинах двух колонн обсадных труб для изоляции горизонтов воды во втором слое песков и в суглинках.

Значительно экономнее оборудование того же куста из трех скважин с применением цементного тампонажа затрубного пространства (рис. 40). В этом случае рабочая часть фильтра с коротким патрубком устанавливается «впотай» на сальнике и отпадает необходимость использовать трубы малого (для устройства сплошной фильтровой колонны) и более крупного диаметров (на перекрытие ненаблюдаемых горизонтов).

Плановые группы наблюдательных скважин при двухмерном в плане потоке оборудуют разными способами. Если необходимы расчеты питания и баланса грунтовых и подстилающих напорных вод, то в каждом пункте (а их всего пять в «конверте» скважин) оборудуется куст скважин согласно схеме, указанной на рис. 39, *б* или 39, *в*, в зависимости от числа водоносных горизонтов. Если требуется оценить только баланс грунтовых вод при отсутствии горизонтального стока в подстилающем напорном горизонте, то в боковых пунктах «конверта» скважин оборудуются одиночные скважины по типу, изображенному на рис. 39, *а*. В то же время в центре «конверта» закладывается куст ярусных скважин по примеру, указанному на рис. 39, *б*.

На отсутствие горизонтального стока в напорном водоносном горизонте указывает равенство относительных (или абсолютных) отметок уровня воды, замеренного во всех пунктах в течение года. Поэтому до устройства рассматриваемой системы групповых скважин требуется проведение заблаговременной гидрогеологической разведки с определением формы кривых депрессий по каждому водоносному горизонту и построением карт гидроизогипс или гидроизопьез при минимальном и максимальном стояниях уровня подземных вод, а также при учащенных замерах глубин до воды.

По окончании оборудования наблюдательных скважин проверяют надежность тампонажа пройденных водоносных горизонтов, находящихся выше наблюдаемого, а также чувствительность всех скважин к изменению напора воды в водоносных пластах. Такая проверка выполняется путем пробных прокачек скважин и наблюдений за восстановлением уровня воды после откачек или подлива воды в скважины. Около групп наблюдательных скважин устанавливают геодезические реперы, служащие для контроля отметок патрубков скважин, от которых производится замер глубин до воды.

Другие конкретные указания по оборудованию наблюдательных скважин можно найти в методических рекомендациях по организации и производству наблюдений за режимом

уровня, напора и дебита подземных вод [6]. Оборудование водомерных постов и гидрометрических створов на реках, каналах и водохранилищах производится в соответствии с методическими указаниями Госкомгидромета СССР.

Глава 6

ВЫБОР МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Вначале остановимся на принципиальных различиях существующих методов оценки баланса грунтовых вод. Среди этих методов выделяют две группы: точные и приближенные (табл. 7).

К первой группе, кроме перечисленных в табл. 7, можно отнести также и методы моделирования, выполняемые с помощью ЭГДА и ЭВМ, основанные на физическом и математическом моделировании фильтрации воды, которые в данной работе не рассматриваются.

1. Метод конечных разностей отличается от аналитического тем, что для своего применения не требует аналитических решений дифференциальных уравнений, описывающих процесс неустановившегося движения во времени и в пространстве. Уравнения баланса воды в конечных разностях алгебраически преобразуются в простые расчетные формулы для определения гидрогеологических параметров, величин питания сверху и стока грунтовых вод исходя из данных о распределении напоров (уровней) этих вод вдоль створов или по плановым группам наблюдательных скважин, а также по данным о режиме этих вод во времени и в пространстве. Граничные условия автоматически учитываются по данным о колебании уровней воды в скважинах, расположенных на границах потоков (см. гл. 2).

Для своего применения этот метод требует проведения детальной разведки грунтовых потоков в отношении распределения в пространстве водоносных и неводоносных (водоупорных) пород, их фильтрационной характеристики, водоотдачи для каждого сечения потока, если он неоднороден в фильтрационном отношении, и т. п.

Для расчета величины питания грунтовых вод сверху в простейших однородных пластах пород при одномерном движении вод требуется не менее трех наблюдательных скважин,

Таблица 7

Распределение методов оценки величин питания и баланса грунтовых вод по их применению на практике

Методы анализа режима грунтовых вод и подсчета их баланса	Тип режима грунтовых вод			Расчетные объекты					
	I	II	III	1	2	3	4	5	6
Точные									
Гидродинамические:									
конечных разностей	+	+	+	−	−	+	+	+	+
аналитических решений дифференциальных уравнений	+	+	+	+	−	+	+	+	+
Общеводно-балансовые:									
общего водного баланса	−	+	+	−	−	+	−	+	+
лизиметрический	−	+	−	−	−	+	−	+	+
Комплексный метод гидродинамического анализа режима вод и динамики влаги зоны аэрации	+	+	+	−	−	+	+	+	+
Приближенные									
Уравнений связи	−	+	−	−	−	+	−	+	+
Приведения к неограниченному потоку	−	+	+	+	+	−	+	+	+
Упрощенные по одиночным скважинам	−	+	−	+	−	−	+	+	+

Примечание. I—III — типы режима грунтовых вод: I — прибрежный, II — водораздельный, III — предгорный; 1—6 — расчетные объекты (1 — одиночные скважины, 2 — куст ярусных скважин, 3 — плановые группы скважин, 4 — расчетные элементы потока в створах скважин, 5 — балансовые участки, 6 — бассейны рек или водосбора больших площадей); знаки «+» и «−» указывают на возможность и невозможность применения метода.

расположенных по потоку вод. При отклонении направления створа наблюдательных скважин от направления движения грунтовых вод более 10—15° обязательна оценка погрешностей, возникающих от принятия одномерности потока в плане. При больших отклонениях створа скважин от направления потока вод необходимо заложение дополнительных боковых скважин на значительном расстоянии между створом и скважиной. При этом часто применяют «конверты» скважин для каждого элемента потока, требующего заложения пяти скважин в случаях двухмерности потока.

Из табл. 7 видно, что метод с успехом может применяться для всех типов режима грунтовых вод и для различных расчетных объектов (систем расположения скважин на местности). Этот метод необходим при неоднородном составе водоносных пород в фильтрационном отношении.

2. Аналитический метод разработан для простейших схем движения грунтовых вод (однородное строение водоносного горизонта, одномерность потока в плане и т. д.). Его применение на практике требует учета погрешностей, возникающих от принятия указанных упрощающих условий.

Однако применение этого метода очень выгодно отличается от предшествующего метода рядом обстоятельств: а) легко определяются гидрогеологические параметры, для расчета которых требуются часто лишь две скважины, расположенные друг от друга на коротком расстоянии по потоку вод; б) возможны небольшие (до 30°) отклонения направлений створов скважин от направления по потоку вод; при этом найденные параметры должны использоваться для расчета питания по каждому створу скважин индивидуально; в) нет нужды знать коэффициенты фильтрации пород в каждом сечении потока, ибо имеется возможность для частого определения коэффициента уровнепроводности потока по режимным данным вдоль створов и т. п.

Кроме одиночных кустов ярусных наблюдательных скважин данный метод применим для всех схем расположения скважин на местности и всех типов режима.

3. Метод общего водного баланса относится к группе экспериментальных методов, которые направлены на определение большинства элементов общего водного баланса с помощью различных приборов, установок или других вспомогательных методов, например метода теплового баланса для определения суммарного испарения. Основные уравнения для составления общего водного баланса участка суши и зоны аэрации — (215), (216), (218) и (219).

Метод общего водного баланса имеет ряд достоинств: он состоит из различных методик наблюдения за отдельными элементами водного баланса, которые не зависят друг от друга,

в уравнениях водного баланса могут содержаться остаточные члены, указывающие на невязку определения слагаемых уравнений независимыми методами.

Вместе с этим предыдущие методы изучения баланса грунтовых вод по режимным данным значительно сокращают затраты средств на экспериментальные определения компонентов величины питания грунтовых вод, как, например, по уравнению (157), которые необходимо знать для интерпретации величин питания, стока и баланса грунтовых вод. Вместе с тем эти методы наиболее полно учитывают гидрогеологические условия при расчетах питания вод.

Метод общего водного баланса приемлем для изучения водораздельного и предгорного типов режима грунтовых вод и сопровождается лишь групповым расположением наблюдательных скважин на местности, а также при изучении баланса подземных вод на балансовых участках и в речных бассейнах, где автономно замыкается общий водный баланс прихода и расхода масс воды.

4. Лизиметрический метод на первом этапе своего развития применялся как средство определения испарения с поверхности водонасыщенного грунта при различной глубине залегания грунтовых вод. Будучи заключенным в непроницаемый с боков сосуд, монолит почвогрунта в лизиметре подвергается насыщению водой и испарению сверху в межполивной период. До последних 10—15 лет этот метод входил в состав методов общего водного баланса. В последующем лизиметры стали совершенствоваться и теперь предназначены для экспериментального определения всех элементов баланса грунтовых вод в натуре при малых глубинах до воды [4].

Подливая воду в сосуды, питающие монолиты грунта, определяют расход грунтовых вод на испарение при постоянном уровне воды, с помощью слива воды находят инфильтрацию воды с поверхности. И наконец, применяя автоматическую подачу воды в параллельный лизиметр и сток ее из лизиметра (для поддержания уровня воды в лизиметре на высоте естественного), находят положительную и отрицательную разности между подземными притоком и оттоком грунтовых вод как в горизонтальном (сбоку), так и в вертикальном (снизу) направлении.

Отрицательные стороны этого метода — изоляция наблюдаемого монолита почвогрунта в непроницаемом с боков сосуде, небольшие площади поперечного сечения монолита, отсутствие средств для непрерывного наблюдения за влагозапасами в зоне аэрации, сложность устройства лизиметрических установок и т. п.

Наиболее важный недостаток лизиметрического метода — отсутствие методики экстраполяции лизиметрических данных

наблюдений по площади, а также ограниченность глубины стояния воды в лизиметрах пределами 3—5 м.

Вместе с этим для экспериментального изучения водного баланса почвогрунтов небольшой мощности (от 0,5 до 5 м) лизиметры очень удобны и достаточно достоверны при детальных (учащенных) наблюдениях за их показаниями. Для составления баланса влаги в зоне аэрации в монолитах грунта лизиметров устанавливают почвенные влагомеры нейтронного типа, позволяющие непрерывно фиксировать влажность почвы над уровнем воды.

Таким образом, данный метод оценивается нами как вспомогательный, применимый для опытных балансовых участков в тесной увязке с общеводно-балансовым и гидродинамическим методами.

5. Метод гидродинамического анализа режима грунтовых вод и динамики влаги в зоне аэрации (комплексный) наиболее совершенен. Он применяется одновременно на типовых балансовых участках и в бассейнах малых и средних рек, где балансы воды на поверхности, в зоне аэрации и в потоке замкнуты; имеется возможность для сравнения разных методов и требуется взаимная проверка водного баланса суши разными способами, что важно для методических и точных расчетов.

В своих работах [4] и [5] автор усиленно развивал комплексный метод, поскольку для получения достоверных параметров, как, например, водоотдача пород μ или влагоперенос по вертикали, требуется глубокий анализ режима грунтовых вод и динамики влаги при неполном насыщении зоны аэрации.

Данный метод с успехом применим для всех типов режима подземных вод и имеет решающее значение для детальной оценки формирования баланса грунтовых вод как для естественных, так и для нарушенных условий. Перечисленные выше методы отнесены к точным, поскольку они теоретически обоснованы, точность их определяется соответствием принятых моделей природным и техногенным условиям, в которых они применяются.

Ниже укажем на приближенные методы, которые допускают значительные упрощения в расчетных схемах, облегчающие расчет. Они нуждаются в предварительной оценке погрешностей величин питания, возникающих от этих упрощений моделей.

6. Метод уравнений связи относится к группе приближенных методов, поскольку он базируется на допущении постоянства для расчетного периода года и для выбранного района расположения скважин относительно величины местного пополнения подземного стока.

Как видно из табл. 7, такое допущение приемлемо для водораздельного типа режима грунтовых вод, где главным фактором изменения питания вод является мощность зоны

аэрации, а условия увлажнения местности, дренирования и литологии пород и микрорельеф должны быть однородными. Погрешность этого метода оценивается по формуле (68).

Применение данного метода возможно при наличии плановой группы наблюдательных скважин с различной глубиной до воды и разными амплитудами колебания уровня, на балансовых участках и в речных бассейнах рек с относительно однородными природными условиями.

7. Метод приведения к неограниченному потоку основан на определении погрешностей в расчете питания грунтовых или напорных вод, возникающих при допущении равенства расходов воды, притекающей к элементу потока и оттекающей из него в горизонтальном направлении, или допущении неизменности за расчетный промежуток времени величин приращений указанных расходов воды за одно и то же время в сечениях на границах элемента потока.

На этом методе основаны определения гидрогеологических параметров и элементов баланса грунтовых и напорных вод в слоистых толщах пород по данным режимных наблюдений в кусте ярусных скважин (см. гл. 2). Главным является расчет гидрогеологических параметров, базирующийся на аналитических решениях задачи по вертикальному перетеканию вод в неограниченных потоках грунтовых и напорных вод.

8. Упрощенный метод определения питания грунтовых вод по данным режимных наблюдений в одиночных скважинах мы рекомендуем как вспомогательный. Строго говоря, он может применяться после оценки возможности приведения потока вод к неограниченному в плане (см. гл. 2).

Этот метод неприменим для прибрежного и предгорного типов режима грунтовых вод, для которых довольно велика роль в балансе подземных вод притоков и оттоков грунтовых вод, поступающих к элементу потока со стороны открытых водотоков (реки, каналы), а также со стороны горных массивов, обрамляющих наклонные равнины.

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Стационарные наблюдения за режимом подземных вод, как указано выше, проводятся для изучения формирования запасов этих вод в природных и нарушенных условиях для познания закономерностей образования весьма важных для водоснабжения пресных вод, оценки их ресурсов и обоснования водохозяйственных мероприятий по управлению режимом этих вод, а также строительства и эксплуатации водозаборных сооружений и гидромелиоративных систем для мелиорации земель в сельском хозяйстве. Эксплуатация месторождений полезных

ископаемых, а также урбанизация территорий также нуждаются в знаниях режима подземных вод и в прогнозах его изменений на будущее.

Большие задачи изучения режима подземных вод возникли в связи с охраной окружающей среды, в частности — охраной ценных пресных вод, подверженных возможности их загрязнения и истощения.

Изучение баланса подземных вод неотъемлемо от изучения их режима, так как при этом совместном изучении вскрывается изучаемый процесс образования естественного и искусственного изменения этих вод во времени и в пространстве. Это важно также для искусственного восполнения вод.

Служба изучения режима подземных вод в нашей стране включает изучение баланса подземных вод, прежде всего в региональном аспекте, осуществляет стационарные гидрометеорологические наблюдения за режимом и балансом атмосферы и поверхностных вод территории СССР, выдает информацию о ресурсах этих вод и составляет регулярные прогнозы режима поверхностных вод.

При организации службы изучения режима и баланса подземных вод в системе Мингео СССР в 40-е годы текущего века поставлены задачи как регионального, так и специального (детального) исследования подземных вод в стационарных условиях. Это изучение обычно начинается на различных стадиях поисков, разведки и эксплуатации типовых водозаборов с целью выявления различных типов запасов подземных вод и прогнозов их изменения.

Аналогичные задачи по балансу и режиму вод выполняются ведомственной службой Минводхоза СССР для оценки и контроля гидромелиоративного состояния земель в сельскохозяйственных районах с целью обоснования гидромелиоративных мероприятий по поднятию плодородия почв и мелиорации земель путем орошения или осушения.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод о том, что организация изучения баланса подземных вод имеет два аспекта: 1) региональный (государственный); 2) специальный (ведомственный).

В довоенный период Геологический комитет СССР начал систематическое изучение режима подземных вод в стране в соответствии с указанными выше направлениями.

Реализация такого изучения производилась и производится теперь через территориальные геологические управления и входящие в их состав гидрогеологические станции и партии. Работы в региональном направлении проводятся на опорной наблюдательной сети, а во втором — на специальной сети.

Опорная наблюдательная сеть проектируется с учетом многолетних целевых программ и планов развития народного

хозяйства страны и плана развития научных знаний по гидрогеологии, гидрологии и инженерной геологии. Специальная сеть имеет более узкое назначение, связанное с той или иной народнохозяйственной проблемой и сроками ее решения. Поэтому развитие этих сетей планируется заранее и основывается на уровне существующих научных методов исследования, которые также непрерывно развиваются.

Очень важное значение имеет различное изучение режима и баланса подземных вод на разных стадиях выполнения плановых гидрогеологических работ: при поисках, разведке и эксплуатации месторождений вод. Такое изучение режима и баланса подземных вод тесно связано с производственными проектами геологоразведочных работ, входит в состав этих проектов и непосредственно используется для обоснования оценок запасов подземных вод, прогнозов их ресурсов, условий эксплуатации вод и т. п.

Поэтому при рассмотрении рекомендаций по выбору методов оценки баланса подземных вод большое внимание будет обращено на различие наблюдательных сетей по их назначению и на различие стадий общих гидрогеологических исследований.

На стадии поисков подземных вод для водоснабжения, сопровождаемых Государственной гидрогеологической среднемасштабной съемкой (1 : 200 000—1 : 100 000), большое внимание обращают на изучение и оценку режима и баланса подземных вод, необходимых для предварительных оценок ресурсов и условий эксплуатации пресных вод.

С этой целью проводятся режимные наблюдения в опорных типовых районах продолжительностью 1—2 года и более, которые по окончании съемки поручаются для продолжения ближайшей гидрогеологической станции или стационарной партии. В Методических указаниях по гидрогеологической съемке на закрытых территориях предусмотрены методика и производство оценок режима и баланса грунтовых вод, которые рекомендованы для реализации в процессе выполнения съемок. Аналогичные указания действительны и при гидрогеологических съемках территорий, намеченных для мелиорации земель (под орошение или осушение).

Главным является определение параметра μ. Расчеты величин питания грунтовых вод сверху на первой стадии выполняются с помощью приближенных методов. Теоретически более обоснован метод приведения грунтового потока к неограниченному потоку в плане (см. гл. 2). При наличии групп наблюдательных скважин, расположенных на сравнительно однородной территории, при разных глубинах до воды пригоден метод уравнений связи (см. гл. 2). Условия для применения этого метода рассмотрены выше.

Указанные здесь приближенные методы требуют оценки их достоверности, рекомендуются как на первой стадии исследований, составляющих содержание поисков, так и в случаях обработки многочисленных (массовых) результатов наблюдений за режимом подземных вод для выдачи предварительной информации о балансе вод по бассейнам рек и областям в системе Государственного водного кадастра [7].

На стадии разведки, выполняемой для оценки ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод, а также на аналогичных стадиях детальных гидрогеологических работ для целей мелиорации земель применяются крупномасштабные съемки (1 : 50 000 и 1 : 25 000) и точные методы оценок питания и баланса грунтовых вод (см. табл. 7).

Для исследований баланса подземных вод (см. гл. 1) используются режимные наблюдения, организованные на региональных (опорных) и специальных (локальных) сетях наблюдательных скважин и ключевых балансовых участках.

Методы конечных разностей и аналитических решений уравнений неустановившегося движения используются в зависимости от сложности природных и техногенных условий, которые встречаются на конкретной местности. Для неоднородных в фильтрационном отношении водоносных толщ пород должен доминировать первый из этих методов. А для сравнительно однородных гидрогеологических условий и менее развитой сети скважин рекомендуется второй метод.

На стадии эксплуатации подземных вод или эксплуатации мелиоративных систем в первую очередь применяются все точные методы оценки баланса подземных вод, дополняемые комплексным методом, а также методом общего водного баланса. Возможно применение и лизиметрического метода для определения элементов баланса грунтовых вод при весьма неглубоком залегании.

В связи с прогнозом предстоящего изменения режима и баланса подземных вод в условиях дальнейшей эксплуатации или обводнительно-осушительных мелиораций земель важно составление балансов воды и водорастворимых солей, начиная с дневной поверхности, в зоне аэрации и в зоне полного насыщения. Поэтому большая роль отводится комплексному методу и проведению экспериментальных водно-балансовых исследований всей почвенной призмы на опытных балансовых участках. Такие исследования должны проводиться по специальным программам; применяемые методы используются для выяснения всех возможных деталей водо-соле- и теплообмена — переноса масс и энергии в типовых природных и водохозяйственных условиях, а также для контроля получаемых результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше были рассмотрены наиболее сложные проблемы выбора и применения различных методов оценки баланса подземных вод на практике.

Методы натурного исследования баланса непрерывно развиваются и часто нуждаются в более четкой формулировке пределов и областей своего применения, а также в определении достоверности получаемых результатов.

В этой связи были кратко изложены общеизвестные методы конечных разностей, аналитических решений уравнений неустановившегося движения, которые являются незаменимыми для сложных гидрогеологических условий (неоднородность пород, ограниченность пунктов стационарных наблюдений и пр.). Вместе с этим предлагаются приближенные методы (уравнений связи, приведения динамики вод к неограниченному потоку и др.), которые позволяют с известной погрешностью оценивать элементы баланса подземных вод по режимным наблюдениям в скважинах, пройденных при гидрогеологических съемках и разведке на воду, когда не полностью выполняются требования к расположению наблюдательных скважин для применения гидродинамических методов.

Автором выделены стадии изучения формирования подземных вод, которые остро нуждаются в оценке баланса грунтовых и напорных вод с той или иной детальностью. Эти стадии тесно увязаны с поисками, разведкой и эксплуатацией вод, а также с проектированием, строительством и эксплуатацией гидромелиоративных систем в сельском хозяйстве.

В обзоре методов оценки баланса грунтовых вод дано дальнейшее развитие метода конечных разностей для неоднородных водоносных толщ пород и двухмерного в плане движения, а также рассматривается перетекание вод по вертикали в многослойной толще пород. Для метода аналитических решений дифференциальных уравнений приведено более полное обоснование расчетных моделей, даны зависимости режима подземных вод от питания сверху и перетекания вод по вертикали и т. д. Уточнены области применения метода уравнения связи, который пригоден в качестве приближенного, особенно при поисках подземных вод, а также в качестве вспомогательного, когда наблюдательные скважины уже оборудованы, но схемы их расположения не отвечают требованиям гидродинамических методов.

В том же разделе системно изложены оценки погрешностей расчета питания грунтовых вод по режимным данным, а также методика определения гидрогеологических параметров.

Как следствие такой проработки анализа режима вод, предлагается расчетный метод оценки емкостных параметров пластов пород, перетекания и в целом баланса подземных вод для слоистой толщи пород по режимным данным в одиночных кустах наблюдательных скважин.

В качестве вспомогательных при гидрогеологических съемках и поисках даны методы оценки элементов баланса по данным наблюдений за режимом вод в одиночных скважинах.

Методы оценки подземного стока и региональной оценки баланса подземных вод в целом даны системно вместе с методами балансового районирования и картографирования крупных территорий.

Приведены рекомендации по составу и расположению сетей наблюдательных скважин, вытекающие из ранее рассмотренных моделей речных бассейнов, водосборов, а также расчетных схем.

Выбор методов определения элементов баланса подземных вод для практики предопределен степенью изученности подземных вод, конкретными задачами обеспечения поисков, разведки и эксплуатации этих вод, а также проектирования и строительства гидромелиоративных систем.

Показана необходимость дальнейшего развития регионального изучения режима и баланса подземных вод в стране в плановом (многолетнем и текущем) производственном порядке при разведке и эксплуатации этих вод, а также при орошении и осушении избыточно увлажненных земель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гавич И. К.* Теоретические основы изучения движения подземных вод в земной коре.– В кн.: Основы гидрогеологии, гидродинамика. Новосибирск, Наука, 1983, с. 7—105.

2. *Кац Д. М., Шестаков В. М.* Мелиоративная гидрогеология. М., Изд-во МГУ, 1981.

3. *Коноплянцев А. А., Семенов С. М.* Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. М., Недра, 1979.

4. *Лебедев А. В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. 2-е изд. М., Недра, 1976.

5. *Лебедев А. В.* Формирование баланса грунтовых вод на территории СССР. М., Недра, 1980.

6. *Лебедев А. В., Семенов С. М., Челидзе Ю. Б.* Организация и производство наблюдений за режимом уровня, напора и дебита подземных вод (методические рекомендации). М., ВСЕГИНГЕО, 1983.

7. *Лебедев А. В.* Методические рекомендации по оценке баланса грунтовых вод с использованием данных режимных наблюдений в одиночных скважинах. М., ВСЕГИНГЕО, 1985.

8. *Шестаков В. М.* Методика интерпретации опытно-фильтрационных наблюдений. М., Изд-во МГУ, 1982.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ... 3

Глава 1. Назначение исследований баланса подземных вод на разных стадиях его изучения ... 6

Глава 2. Методы оценки баланса грунтовых вод ... 12

Общие положения ... 12
Определение величин питания грунтовых вод сверху и их перетекания ... 18
Метод конечных разностей ... 18
Метод аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения ... 30
Расчетные схемы движения грунтовых вод без перетекания в подстилающие водоносные горизонты ... 34
Расчетные схемы в условиях перетекания грунтовых вод через разделяющие слои слабопроницаемых пород в подстилающие водоносные горизонты ... 39
Метод уравнений связи ... 50
Оценка погрешности расчета питания грунтовых вод по режимным данным ... 57
Определение гидрогеологических параметров по режимным данным ... 63
Метод расчета элементов баланса подземных вод для слоистой толщи пород по режимным данным ... 74
Методы оценки элементов баланса грунтовых вод по режимным данным в одиночных скважинах и результатам наблюдений за элементами общего водного баланса ... 85
Оценка подземного стока ... 93
Расчет изменения запасов грунтовых вод ... 95
Расчет подземного стока ... 97

Глава 3. Региональная оценка баланса подземных вод ... 103

Общие положения ... 103
Распространение по площади и картографирование элементов баланса ... 111

Глава 4. Принципы районирования территорий по условиям формирования баланса грунтовых вод ... 130

Типы баланса грунтовых вод ... 132
Модели формирования баланса подземных вод ... 139

Глава 5. Рекомендации по составу и расположению сетей наблюдательных скважин ... 146

Типы наблюдательных сетей и балансовых участков ... 148
Конструкция наблюдательных скважин ... 158

Глава 6. Выбор методов определения элементов баланса подземных вод на разных стадиях его изучения ... 162

Общие положения ... 162
Применение различных методов при изучении формирования подземных вод ... 167

Заключение ... 171
Список литературы ... 173

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ)
ИЗДАНИЕ

Лебедев Анатолий Викторович

ОЦЕНКА БАЛАНСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Заведующий редакцией *Л. Н. Аважанская*
Редактор издательства *Л. А. Дубкова*
Обложка художника *Т. Н. Погореловой*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технические редакторы *С. Г. Веселкина, Н. В. Жидкова*
Корректор *Г. Г. Большова*

ИБ № 6985

Сдано в набор 21.10.88. Подписано в печать 15.02.89. Т 06403 Формат $60\times88^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 2. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,78. Усл.-кр.-отт. 11,04 Уч.-изд. л. 12.0. Тираж 2450 экз. Заказ 203/1299 4. Цена 60 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первая Образцовая типография» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113054, Москва, Валовая, 28.

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) разработан уровнемер тросовый УТ2.

● Прибор предназначен для измерения уровня воды в скважинах при полевых гидрогеологических исследованиях природных вод.

● Уровень воды в скважине измеряется тросом, вытягиваемым под действием веса электрода до соприкосновения последнего с поверхностью воды. Отсчет результата измерения производится по последней метровой метке на тросе, расположенной ниже базовой (нулевой) поверхности отсчета — верхнего обреза трубы скважины, и показанию лимба измерительного (отсчетного) устройства. Результат измерения уровня воды определяется как сумма отсчетов по меткам на тросе (в м) и лимбу (в см).

● Уровнемер УТ2 эксплуатируется при температуре окружающего воздуха от -30 до +50° С и относительной влажности до 100% при температуре 25° С.

Техническая характеристика:

Диапазон измерений, м	0,2—50
Предел допускаемой абсолютной основной погрешности, м	0,03
Средняя наработка на отказ, циклы	не менее 2000
Средний срок службы до списания, лет	не менее 5
Габаритные размеры, мм:	
● уровнемера (без электрода)	215 × 115 × × 225
● электрода	230 × 20
Масса, кг	не более 2,2

Экономический эффект от применения одного уровнемера тросового УТ2 составляет 74 р. в год.

ИЗГОТОВИТЕЛЬ — ЛОХВИЦКИЙ ПРИБОРОСТРОИТЕЛЬНЫЙ ЗАВОД

1989к
24121

60 коп.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Московский геологоразведочный институт им. Серго Орджоникидзе — единственный в СССР специализированный вуз, осуществляющий подготовку по следующим специальностям:

Геологическая съемка, поиски и разведка.

Геология и разведка месторождений редких металлов.

Геофизические методы поисков и разведки.

Геофизические методы поисков и разведки месторождений редких металлов.

Гидрогеология и инженерная геология.

Техника и технология разведочного бурения.

Техника и технология проведения геологоразведочных выработок.

Техника и технология разведки месторождений на морском дне.

Эксплуатация и ремонт геологоразведочного оборудования.

Подземная разработка месторождений цветных и редких металлов.

Разработка месторождений геотехнологическими методами.

Разработка россыпных месторождений.

Экономика и управление в отраслях горной промышленности и геологии.

Институт имеет очное и вечернее отделения.

Адрес института: Москва, 117485, ул. Миклухо-Маклая, 23.

Телефон для справок: 433-55-77.

НЕДРА

893